



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS  
INSTITUTO DE GEOGRAFIA, DESENVOLVIMENTO E MEIO AMBIENTE  
CURSO DE GEOGRAFIA BACHARELADO**

**JÚLIA STEFANE DA SILVA VIEIRA**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**ANÁLISE MORFOESTRUTURAL E GEOMORFOMÉTRICA NO  
ESCARPAMENTO DA MARGEM PASSIVA DO NORDESTE ORIENTAL DO  
BRASIL**

Maceió  
2023

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS  
INSTITUTO DE GEOGRAFIA, DESENVOLVIMENTO E MEIO  
AMBIENTE  
CURSO DE GEOGRAFIA BACHARELADO**

JÚLIA STEFANE DA SILVA VIEIRA

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**ANÁLISE MORFOESTRUTURAL E GEOMORFOMÉTRICA NO  
ESCARPAMENTO DA MARGEM PASSIVA DO NORDESTE ORIENTAL DO  
BRASIL**

Dissertação de mestrado submetida à banca examinadora do programa de pós-graduação em Geografia, para nível de mestrado na linha de pesquisa de Dinâmica Socioambiental e Geoprocessamento da Universidade Federal de Alagoas.

Orientador: Prof. Dr.  
Kleython de Araújo Monteiro

Maceió  
2023

**Catálogo na Fonte**  
**Universidade Federal de Alagoas**  
**Biblioteca Central**  
**Divisão de Tratamento Técnico**

Bibliotecário: Marcelino de Carvalho Freitas Neto – CRB-4 – 1767

V658a Vieira, Júlia Stefane da Silva.

Análise morfoestrutural e geomorfométrica no escarpamento da margem passiva do Nordeste oriental do Brasil / Júlia Stefane da Silva Vieira. – 2023.

99 f. : il. color.

Orientador: Kleython de Araújo Monteiro.

Dissertação (mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente. Maceió, 2023.

Bibliografia: f. 89-99.

1. Margem passiva. 2. Pós-Rifte (Topografia). 3. Escarpa (Erosão). 4. Jatobá, Bacia (PE). Borda Meridional. 5. Mata Grande, Maciço (AL). I. Título.

# FOLHA DE APROVAÇÃO

JÚLIA STEFANE DA SILVA VIEIRA

## ANÁLISE MORFOESTRUTURAL E GEOMORFOMÉTRICA NO ESCARPAMENTO DA MARGEM PASSIVA DO NORDESTE ORIENTAL DO BRASIL

Dissertação de mestrado submetida à banca examinadora do programa de pós-graduação em Geografia, para nível de mestrado na linha de pesquisa de Dinâmica Socioambiental e Geoprocessamento da Universidade Federal de Alagoas.

BANCA EXAMINADORA:



Documento assinado digitalmente

KLEYTHON DE ARAUJO MONTEIRO

Data: 24/04/2023 20:13:25-0300

Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Orientador:

---

Prof. Dr. Kleython de Araújo Monteiro

Examinador 1:



Documento assinado digitalmente

NIVANEIDE ALVES DE MELO FALCAO

Data: 24/04/2023 21:13:59-0300

Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

---

Profa. Dra. Nivaneide Alves de Melo Falcão

Examinador 2:



Documento assinado digitalmente

DRIELLY NAAMMA FONSECA DA SILVA

Data: 25/04/2023 13:11:02-0300

Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

---

Dra. Drielly Naamma Fonsêca

## RESUMO

Considerando o Nordeste Oriental como um vasto cenário de domínios morfoestruturais ligados à evolução pós-rifte da abertura do atlântico sul e a possíveis pulsos tectônicos cenozoicos, tem-se como um conspícuo exemplo a borda meridional da Bacia Sedimentar do Jatobá, onde consta-se a presença de blocos alçados acima da cimeira regional, que equiparam suas cotas topográficas (ou mesmo ultrapassam), maciços cristalinos adjacentes e anomalias ligadas à padrões fluviiais locais. Assim, este trabalho propôs a investigação dos mecanismos da evolução topográfica pós-rifte atuantes na área, a partir de condicionantes morfoestruturais e evidências na drenagem, utilizando de parâmetros morfológicos e morfométricos, tomando, para fins comparativos da evolução da paisagem a curto prazo, as superfícies de cimeira do Planalto sedimentar do Jatobá/PE e do Maciço de Mata Grande/AL, tendo como setor de interesse suas respectivas escarpas. A partir da aplicação dos índices de sinuosidade de frente de montanha (SFM), índice de declividade do canal normalizado (ksn), Integral Hipsométrica (IH), Relação Fundo/Altura de Vale (RFAV) e pela extração de lineamentos do relevo, observou-se a presença de anomalias em padrões de drenagem (como *kinicpoints* e padrões retilíneos) e compartimentos do relevo (como rupturas de patamares e alinhamento aos principais trends estruturais regionais de direção preferencial NW-SE), corroborando com a hipótese de que movimentações tectônicas cenozoicas, pela manutenção de escarpas erosivas em planaltos sedimentares de que possuem cotas topográficas semelhantes aos planaltos cristalinos, numa mesma superfície alçada num contexto de margem passiva. Os resultados permitiram a visualização de possível controle estrutural na área – Sobretudo no setor sedimentar – uma vez que lá, concentraram-se os valores mais baixos dos índices utilizados, maior densidade de lineamentos, anomalias na rede de drenagem e concordâncias entre padrões de canais e principais trends estruturais (principalmente nas direções NE-SW e NW-SE) da área reforçando a hipótese de reativações pós-rifte, responsáveis pelo alçamento de blocos sedimentares e depósitos mais antigos, acima da cimeira somital regional.

**Palavras-chave:** Evolução de margens passivas; Controle pós-rifte; Dinâmica de Escarpas; Borda meridional da Bacia do Jatobá; Maciço de Mata Grande.

## ABSTRACT

Considering the Eastern Northeast as a vast scenario of morphostructural domains linked to the post-rift evolution of the opening of the South Atlantic and to possible Cenozoic tectonic pulses, a conspicuous example is the Jatobá Sedimentary Basin Southern Border, where the presence of blocks raised above the regional summit, which equal their topographical quotas (or even exceed them), adjacent crystalline massifs and anomalies linked to local fluvial patterns. Thus, this work proposed the investigation of the post-rift topographical evolution mechanisms acting in the area, from morphostructural conditions and evidences in the drainage, using morphological and morphometric parameters, taking, for comparative purposes of the evolution of the landscape in the short term, the summit surfaces of the sedimentary Plateau of Jatobá/PE and of the Massif of Mata Grande/AL, having as sector of interest their respective escapes. From the application of sinuosity indexes of the mountain front (SFM), slope index of the normalized channel (kSN), Hypsometric Integral (IH), Ratio Depth/Height of Valley (RFAV) and by the extraction of relief lineaments, observed the presence of anomalies in drainage patterns (such as knickpoints and rectilinear patterns) and relief compartments (such as plateau ruptures and alignment with the main regional structural trends of preferential NW-SE direction), corroborating the hypothesis that Cenozoic tectonic movements, by the maintenance of erosive escarpments on sedimentary plateaus whose topographic levels are similar to crystalline plateaus, on the same raised surface in a context of passive margin. The results allowed the visualization of possible structural control in the area – especially in the sedimentary sector – since there, the lowest values of the indices used were concentrated, higher density of lineaments, anomalies in the drainage network and concordances between patterns of channels and main structural trends (mainly in the NE-SW and NW-SE directions) of the area, reinforcing the hypothesis of post-rift reactivations, responsible for the lifting of sedimentary blocks and older deposits, above the regional somital summit.

**Keywords:** Evolution of passive margins; Post-rift control; Escarpment Dynamics; Jatobá Basin Southern Border; Massif of Mata Grande

## LISTA DE FIGURAS, QUADROS E TABELAS

<b>Figura 1:</b> A província Borborema, Nordeste do Brasil .....	14
<b>Figura 2:</b> Processo de rebaixamento vertical, contínuo e gradual das vertentes, a partir da incisão fluvial .....	20
<b>Figura 3:</b> Estabelecimento do perfil do equilíbrio de um rio, em função das taxas de incisão fluvial e soerguimento crustal .....	20
<b>Figura 4:</b> Os três estágios do ciclo erosivo de Davis .....	22
<b>Figura 5:</b> Modelo de Penck aplicado à evolução das vertentes.....	24
<b>Figura 6:</b> Formação de pedimentos a partir do recuo paralelo das vertentes .....	26
<b>Figura 7:</b> Equilíbrio dinâmico ilustrado pela relação entre a resistência litologia e o volume de material correspondente.....	29
<b>Figura 8:</b> Modelos de estiramento durante o estágio de rifteamento da margem passiva.....	37
<b>Figura 9:</b> Etapas da manipulação de um modelo digital de elevação (MDE) para futuras aplicações geomorfométricas .....	41
<b>Figura 10:</b> Processos de capturas fluviais propostos por Bishop (1995) .....	43
<b>Figura 11:</b> Localização da área de estudo, com destaque para os setores sedimentar e cristalino aqui investigados .....	53
<b>Figura 12:</b> Representação da integral hipsométrica.....	56
<b>Figura 13:</b> Métricas relacionadas ao índice Relação Fundo/Altura de Vale (RFAV).....	57
<b>Quadro I:</b> Índices morfométricos utilizados e suas respectivas aplicações nesta pesquisa .....	57
<b>Figura 14:</b> hipsometria da área de estudo e perfis topográfico. ....	61
<b>Figura 15:</b> Hierarquia fluvial das subbacias que drenam a área de estudo. ....	63
<b>Figura 16:</b> Unidades litoestruturais do compartimento sedimentar .....	65
<b>Figura 17:</b> Valores de KSN aplicados aos canais que drenam o setor Oeste da escarpa .....	65
<b>Figura 18:</b> Valores de KSN aplicados aos canais que drenam o setor Leste da escarpa.....	66
<b>Figura 19:</b> Subbacias de 3° ordem e integral hipsométrica .....	67
<b>Figura 20:</b> Subbacias de 4° ordem e integral hipsométrica .....	68
<b>Figura 21:</b> Índice de Sinuosidade de Frente de Montanha aplicado ao setor Oeste de escarpa .....	69
<b>Tabela 1:</b> Valores de Smf dos trechos maiores analisados no setor Oeste da escarpa .....	69
<b>Tabela 2:</b> Valores de Smf dos trechos menores analisados no setor Oeste da escarpa .....	70
<b>Figura 22:</b> Índice de Sinuosidade de Frente de Montanha aplicados ao Setor Leste da Escarpa .....	71
<b>Tabela 3:</b> Valores de Smf dos trechos analisados no setor Leste da escarpa.....	71
<b>Tabela 4:</b> Valores de Smf dos trechos menores analisados no setor Leste da escarpa.....	71
<b>Figura 23:</b> Valores de RFAV extraídos das bacias de 3° e 4° ordem da escarpa da Bacia do Jatobá .....	73
<b>Tabela 5:</b> Valores de RFAV da escarpa da Bacia Sedimentar do Jatobá.....	74
<b>Figura 24:</b> Direcionamentos dos lineamentos da área de escarpa da Bacia Sedimentar do Jatobá.....	75
<b>Figura 25:</b> Mapa hipsométrico do Maciço de Mata Grande.....	77
<b>Figura 26:</b> Unidades geológicas do Maciço de Mata Grande .....	78
<b>Figura 27:</b> Valores de KSN referentes as drenagens que drenam a cimeira de Maciço de Mata Grande .....	79
<b>Figura 28:</b> Comparação das integrais hipsométricas entre os setores sedimentar e cristalino da área de estudo .....	80
<b>Figura 29:</b> Valores de IH extraídos das bacias de 3° ordem do Maciço de Mata Grande .....	81

<b>Figura 30:</b> Valores de RAFV extraído das bacias de 3° ordem do maciço de Mata Grande .....	82
<b>Tabela 6:</b> valores de RFAV extraídos das bacias situadas na cimeira do Maciço de Mata Grande/AL .....	82
<b>Figura 31:</b> Sinuosidade de Frente de Montanha aplicado aos trechos maiores do Maciço de Mata Grande.....	84
<b>Tabela 7:</b> Valores de Smf (de trechos maiores e menores) extraídos da curva de nível que delimita a escarpa do Maciço de Mata Grande/AL .....	85
<b>Figura 32:</b> Sinuosidade de Frente de Montanha aplicado aos trechos maiores do Maciço de Mata Grande .....	86

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	10
2. OBJETIVOS.....	12
2.1 Objetivo geral.....	12
2.2 Objetivos específicos.....	12
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	12
3.1 Contexto morfoestrutural regional.....	12
3.2 Caracterização morfotectônica .....	14
3.2 O clima semiárido nordestino e processos de esculturação do relevo.....	16
4. REVISÃO DA LITERATURA .....	18
4.1 As teorias geomorfológicas e a evolução da paisagem .....	18
4.2 Davis e teoria do ciclo geográfico .....	19
4.3 Teoria do primärumpf, de W. Penk.....	23
4.4 Teoria da pediplanação de L. King.....	25
4.5 Hack e a teoria do equilíbrio dinâmico.....	27
4.6 Plataformização e relevos plataformais .....	29
4.7 Reativação de relevos plataformais .....	31
5. PROCESSOS DE INVERSÃO DO RELEVO E EVOLUÇÃO DE MORFOESTRUTURAS EM MARGENS CONTINENTAIS PASSIVAS .....	33
5.1 Mecanismos de inversão do relevo em margens continentais passivas .....	34
5.2 Atividade sismotectônica no nordeste oriental brasileiro .....	37
6. APLICAÇÃO DE ÍNDICES MORFOMÉTRICOS PARA IDENTIFICAÇÃO EVIDÊNCIAS DE TECTONISMO RECENTE NA PAISAGEM.....	39
6.1 Aplicação de modelos digitais de elevação para estudos de evolução pós rifte.....	39
6.2 A sensibilidade dos sistemas fluviais às deformações tectônicas .....	42
6.3 Sinuosidade de Frente de Montanha.....	45
6.4 Identificação de rupturas de patamar .....	48
6.5 Relação Fundo/Altura de Vale.....	50
6.6 Integral hipsométrica .....	51
7. MATERIAIS E MÉTODOS.....	52
8. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	58
8.1 Patamares de relevo e anomalias topográficas .....	60
8.2 Análise das subbacias e anomalias em padrões fluviais .....	62
8.3 Índice de declividade do canal normalizado. ....	64
8.4 Integral Hipsométrica.....	66
8.5 Sinuosidade de Frente de Montanha.....	68
8.6 Relação Altura/Fundo de Vale.....	73
8.7 Análise do Maciço de Mata Grande .....	76
8.8 KSN Maciço .....	78

8.9 IH Maciço.....	79
8.10 RFAV Maciço.....	81
8.11 SFM Maciço.....	83
9. <b>DISCUSSÕES</b> .....	86
10. <b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	87
REFERÊNCIAS .....	89

## 1. INTRODUÇÃO

A análise do relevo do ponto de vista morfoestrutural, pode ser executada nas mais diversas escalas de abordagem, considerando vários fatores que exercem influência na morfogênese, sejam eles de caráter interno ou externo (CORRÊA et al., 2010). Um dos exemplos mais conspícuos de condicionamento estrutural do relevo encontra-se presente no Nordeste Oriental brasileiro, o qual apresenta um mosaico de geoformas, abrigando diversos domínios morfoestruturais, os quais, após a fase rifte da abertura do atlântico sul, tiveram sua evolução ligada a uma série de processos de reativação morfotectônica e epirogenética.

A margem continental brasileira foi considerada, por muito tempo, como passiva e estável, sendo os processos tectônicos presentes em bacias sedimentares marginais, associados à fase rifte anterior à abertura do Atlântico sul. Desta forma, considerando as unidades litoestratigráficas da fase pós-rifte como pouco ou não afetadas pela tectônica pós-Cenozoica (LIMA; LAVOR; FURRIER, 2017). O estudo de Paisagens na atualidade, comumente traz associações de morfologias neógenas/cenozoicas, com pulsos tectônicos recentes, resultando na ativação de antigas estruturas morfológicas.

Não obstante, têm aumentado expressivamente a quantidade de investigações voltadas para geomorfologia tectônica, indicando que unidades pós-rifte sofreram ou ainda sofrem influências de pulsos tectônicos cenozoicos, que implicaram na própria sedimentação e na morfologia atual dessas bacias e no relevo por elas sustentado. Com a evolução das ferramentas voltadas para o Geoprocessamento e desenvolvimento de Sistemas de Informações Geográficas (SIG's), novas técnicas aliadas a metodologias já consagradas podem dar importantes contribuições para a elucidação da evolução cenozoica do relevo.

No âmbito dos estudos geomorfológicos de cunho morfoestrutural e morfotectônico, uma notória atenção tem sido dada às bacias sedimentares mesozoicas (MARQUES et al., 2014; MAIA; BEZERRA, 2015; NOGUEIRA et al., 2015; VASCONCELOS et al., 2019) e, em menor proporção, aos maciços cristalinos (GURGEL et al., 2013; TAVARES, 2015). As pesquisas voltadas para as bacias sedimentares, com relevo estruturado em seus estratos paleozoicos, contudo, ainda são incipientes. No entanto, estas morfoestruturas registram importantes eventos de inversão do relevo em ambientes de margem passiva, os quais vêm se dando desde o Cretáceo e prosseguindo pelo Cenozoico.

Dentre as feições de inversão de relevo tectonicamente condicionadas em bacias sedimentares paleozoicas, um dos exemplos mais conspícuos se encontra na borda meridional da bacia do Jatobá, porção centro-sul do estado do Pernambuco e noroeste de Alagoas.

Processos de soerguimento são evidentes na área a partir de blocos cristalinos, alçados à cimeira somital da região, encimados por coberturas sedimentares, os quais exibem escarpas de falha ainda conservadas e padrões de deformação peculiares na rede de drenagem.

As causas da inversão morfotectônica na bacia do Jatobá ainda não foram tema de estudo da geomorfologia regional, assim como a idade das reativações, as quais são situadas conforme evidências estratigráficas em tempos pós-albianos (MAGNAVITA; DAVISON; KUSZNIR, 1994), havendo estas, portanto, se dado após a ruptura de Gondwana Ocidental.

Para ambientes de margem passiva, o uso de índices morfométricos ou geomórficos, tanto em escala de bacia de drenagem quanto de canal, mostraram-se eficazes para a identificação de anomalias, conforme uma série de estudos recentes (LAVARINI et al., 2016; PÉREZ-PEÑA et al., 2017; SORDI et al., 2018; ALVES et al., 2019). Por sua maior sensibilidade às forçantes externas, os sistemas fluviais registram um amplo espectro de deformações de caráter tectônico e/ou epirogenético (VITA- FINZI, 2012). Destarte, a aplicação de tais técnicas no âmbito da borda meridional da bacia do Jatobá pode evidenciar importantes pistas sobre a evolução geomorfológica da área.

As morfoestruturas regionais configuram-se como importantes marcadores de movimentações tectônicas ocorridas em ambientes de margem passiva, uma vez que, registros destas se manifestam geralmente na distribuição espacial de grandes fisionomias de relevo na paisagem, a exemplo de inversões tectônicas que alçam antigas bacias de rifte continental à condição de planaltos em estrutura homoclinal.

Silva e Furrier (2021), pontuam que a compreensão da influência tectônica e estrutural no relevo e em redes de drenagem, para o estabelecimento da Paisagem, faz-se uma ferramenta crucial no enriquecimento de estudos geomorfológicos, de margens continentais passivas, em especial. Pois, em ambientes de passividade tectônica, a simiscidade não têm ganhado notória importância, por não suscitar alterações abruptas no relevo, como se observa em margens ativas em zonas sísmicas em atividade ao redor do globo.

Considerando que a área de estudo se insere num contexto de margem passiva, optou-se aqui por adotar a utilização de técnicas de sensoriamento remoto voltadas ao estabelecimento de índices morfométricos ou geomórficos de bacias hidrográficas, seja em escala de bacia de drenagem ou de canal, para a identificação de anomalias atreladas a possíveis relações morfotectônicas. A escolha do sistema fluvial como objeto da análise, deve-se ao fato de que este, mostra-se altamente sensível a perturbações tectônicas.

Assim, a necessidade do estudo proposto se justifica pela relativa ausência de pesquisas geomorfológicas na área de estudo que tratem da influência dos processos de

reativação pós-rifte na estruturação do relevo e sua hidrografia. Vale ressaltar a importância da área no que concerne as fontes de recursos hidrogeológicos para os estados de Pernambuco e Alagoas, sendo a produção de novos conhecimentos acerca do quadro físico da região uma contribuição importante da pesquisa geomorfológica básica para futuros programas de planejamento e gestão ambiental.

## **2. OBJETIVOS**

### **2.1 Objetivo principal**

Compreender a relação e possíveis transformações morfotectônicas, entre a dinâmica evolutiva da drenagem e da escarpa do Planalto sedimentar da borda Meridional da Bacia do Jatobá e do maciço cristalino de Mata Grande, através da aplicação de técnicas contemporâneas de Geomorfometria e Sensoriamento Remoto.

### **2.2 Objetivos específicos**

#### **1. Realizar análise morfoestrutural nos planaltos cristalino e sedimentar;**

- Realização de análise geológica;
- Realização de análise morfoestrutural.

#### **2. Aplicar índices morfométricos em ambas os tipos de planalto;**

- Aplicação do Índice de Sinuosidade de Frente de Montanha (*Smf*).

#### **3. Utilizar índices morfométricos na área de drenagem;**

- Aplicação da Integral Hipsométrica;
- Aplicação do índice de declividade normalizado (*Ksn*);
- Aplicação da Razão Fundo/Altura de vale (RFAV).

## **3. CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DA ÁREA DE ESTUDO**

### **3.1 contexto morfoestrutural regional**

A área de estudo se insere na Província Borborema (Figura 1), a qual é classicamente caracterizada por Almeida *et al.* (1977) como o domínio geológico-estrutural desenvolvido no final do Ciclo Brasileiro (600 M.A), no Nordeste oriental brasileiro, através da aglutinação dos crátons São Francisco – Congo e Luís-Oeste África, originando a Gondwana (Van Schmus *et al.*, 1995). As limitações da província se dão a sul pelo Cráton de São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a norte e leste, graças as bacias sedimentares de margem costeira.

Quanto ao acabamento geológico, Van Schmus *et al.*, (1995) propõem que a Província Borborema seja generalizada por: a) complexo de embasamento de gnaisses orto-derivados e migmatitos; b) sequência supracrustais deformadas e metamorfizadas, constituindo cinturões dobrados; c) zonas de cisalhamento brasileiras e; d) plútons graníticos brasileiros. Para Santos (2000), a província é composta de três domínios centrais a saber: o Setentrional, que abarca os subdomínios Médio Coreáú, Ceará Central, Rio Grande do Norte; o Domínio Central ou Zona Transversal; e o Domínio Meridional ou Extremo Sul.

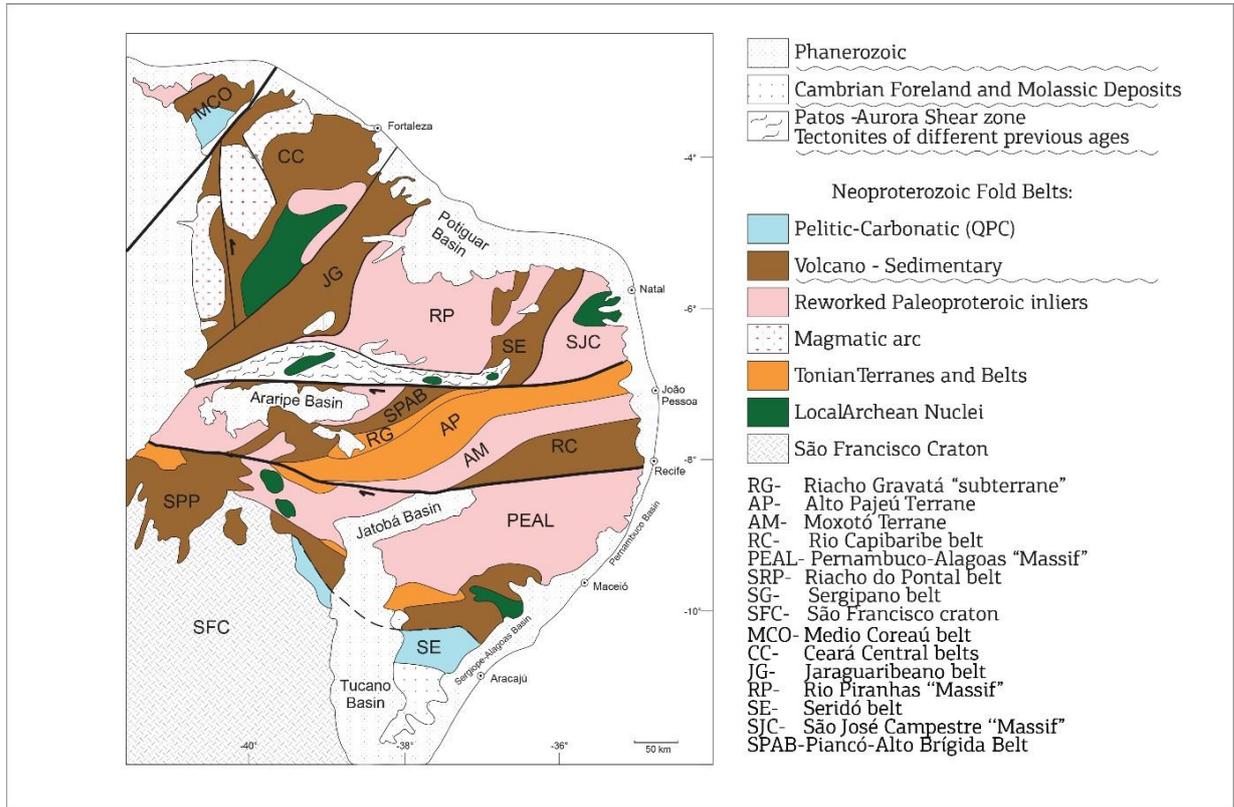
O compartimento cristalino compreendido na área é sustentado pelo Domínio Pernambuco-Alagoas, o qual se constitui como uma extensa zona litoestratigráfica de orientação leste-oeste, cujos limites se dão ao norte, pela Zona de Cisalhamento Pernambuco e ao sul, devido a faixa sergipana. Em relação ao limites leste-oeste, o Domínio Pernambuco-Alagoas é interrompido pelas bacias sedimentares de Tucano e Jatobá (CRUZ, 2014).

A Bacia do Jatobá é caracterizada como uma bacia do tipo rifte, sendo desenvolvida a partir dos eventos distensivos da ruptura do supercontinente Gondwana e marca o limite norte do sistema rifte abortado Recôncavo-Tucano-Jatobá. Em termos de condicionamento estrutural, a bacia do Jatobá implantou-se sobre o maciço Pernambuco-Alagoas, limitando a norte à zona de cisalhamento Pernambuco- Paraíba, cuja feição estrutural teria sido a propulsora da forte inflexão no sentido de abertura do rifte (MAGNAVITA & CUPERTINO 1987).

Estudos de Guzmán (2015), apontam a composição estratigráfica da Bacia do Jatobá, da base para o topo a saber: Grupo Jatobá (formações Tacaratu e Inajá), Grupo Brotas (formações Aliança e Sergi), Grupo Santo Amaro (Formação Candeias), Grupo Ilhas, Grupo Massacará (Formação São Sebastião), Formação Marizal, Grupo Santana (formações Crato e Romualdo), Formação Exu e coberturas cenozoicas; sendo seus sedimentos de grande importância para fins de registros da evolução da ruptura da Gondwana e da abertura do Atlântico sul. Assim, a sequência evolutiva da estratigrafia da bacia em relação aos esforços tectônicos vigentes se deu da seguinte forma: Sequência Sinéclise (Grupo Jatobá), Sequência de Início de Rifte (Grupo Brotas), Sequência de Climax de Rifte (Formação Candeias, Grupo Ilhas e Formação São Sebastião) e Sequência Pós-Rifte (Formação Marizal, Grupo Santana e Formação Exu)

De acordo com Corrêa et al. (2010), os Maciços Remobilizados do Domínio Pernambuco-Alagoas, unidade morfoestrutural que enquadra a área de estudo investigada neste trabalho, corresponde a *“uma estreita faixa de relevo escarpado que bordejia o limite leste do Planalto Sedimentar Recôncavo Tucano Jatobá, em continuidade com a superfície cimeira deste compartimento.”*, elucidada pela presença de cimeiras de planaltos cristalinos próximas à escarpa de planalto sedimentar.

**Figura 1:** A província Borborema, Nordeste do Brasil. Distribuição dos cinturões Neoproterozóicos e domínios morfoestruturais



**Fonte:** Brito Neves et al. (2014)

Tais unidades cristalinas são estruturadas por litótipos metamórficos, dos complexos Cabrobó e Belém do São Francisco ambos de idade mesoproterozoica (BRITO NEVES *et al.*, 1995), marcados pela presença de plútons brasileiros cuja disposição se dá num direcionamento NNE-SSW.

Ainda no tocante de litótipos cristalinos, as unidades geológicas que sustentam o maciço de Mata Grande, são de natureza essencialmente intrusiva, sendo compostas por rochas de elevada resistência, como sienitos e quartzo sienitos, encarregadas pela manutenção deste alto estrutural, circundado pela depressão são franciscana. Desta forma, em detrimento da discrepância de resistência litológica, a gênese do maciço estaria atribuída ao processo de erosão diferencial (SANTOS, 2021).

### 3.2 caracterização morfotectônica

A área de investigação proposta, na porção sedimentar, é estruturada por terrenos pertencentes ao sistema de Bacia Recôncavo – Tucano – Jatobá, especificamente na parte correspondente a Bacia do Jatobá, em sua região de borda meridional. A bacia do Jatobá

corresponde a porção mais setentrional do rifte Tucano – Jatobá, sendo esse composto por um sistema de grábens na direção N-S, mudando abruptamente para a direção E-W, quando atinge a altura do Jatobá (CPRM, 2003). Este é, portanto, um setor abortado do rifteamento do Atlântico Sul, de idade Eocretácea, entre os estados de Pernambuco e Bahia, com uma área de quase 5000 km<sup>2</sup>.

Em relação aos aspectos estruturais, a Bacia do Tucano-Recôncavo-Jatobá possui um alongamento na direção N-S, limitando a cidade de Salvador e ao lineamento Pernambuco, onde é constatada uma inflexão de trends estruturais no sentido para N70°E. Tal inflexão sofre controle estrutural do lineamento Pernambuco e pelas zonas de cisalhamento a ele subordinadas, de gênese neoproterozoica e de reativações mesozoicas. (MILANI, 1987; MAGNAVITA e CUPERTINO, 1987; MILANI e DAVISON, 1988; SANTOS e BRAGA, 1990; SANTOS et al. 1990).

Ao Norte, correspondendo à falha de borda da bacia do Jatobá, encontra-se a Falha de Ibimirim, a qual constitui o seu limite N-W e é relacionada à reativação eocretácea do Lineamento de Pernambuco. A estrutura é responsável pelo controle do depocentro da bacia, denominado Baixo de Ibimirim e compreende uma área de aproximadamente 360 km<sup>2</sup> e profundidade superior a 3000m (MISSURA, 2013).

Em termos morfotectônicos locais, trabalhos realizados por Perraro (1995), caracterizam o rifte num padrão de meio gráben, cujo substrato é constituído predominantemente de blocos rotacionados, onde a topografia, paulatinamente, vai se rebaixando na direção NW. Além disso, por meio de pesquisas sísmicas e utilização de dados de gravimetria, o autor atribui ao papel da tectônica transcorrente à gênese e a evolução da bacia do Jatobá.

Quanto a estratigrafia, conforme apontado por Arruda e Corrêa (2008), correlações estratigráficas entre os depósitos das Bacia do Jatobá e do Araripe, são utilizados como parâmetro de análise para a caracterização da primeira. Assim, a Bacia do Jatobá pode ser dividida em cinco tectono-seqüências: a Tectonoseqüência Beta, de idade siluro-devoniana; a Tectono-seqüência Pré-Rifte, de idade neojurássica; a Tectono-seqüência Sin-Rifte, de idade eocretácea; a Tectonoseqüência Pós-Rifte, de idade mesocretácea e a Tectono-seqüência Zeta, de idade cenozóica (CPRM, 2003 apud. ARRUDA; CORRÊA, 2008)

Quanto a existência de pulsos tectônicos na área, investigações realizadas por Corrêa e Arruda (2008), a partir da utilização de análise morfométrica, revelam registros de movimentações neotectônicas nos setores das bordas do Planalto Sedimentar do Jatobá. Os dados fornecidos permitiram visualizar em que altitude os contatos litológicos cristalino e

sedimentar se realizam. Um dos principais resultados suscitado pelo estudo, foi a ausência de uma depressão periférica, naturalmente inerente à paisagem, entre os setores cristalino e sedimentar (GUERRA & GUERRA, 1997), sendo obliterada por um soerguimento e dando lugar a um pedimento dissecado de cota de 780m, equiparando a cimeira de denudação cristalina à cimeira de denudação das rochas sedimentares paleozóicas pertencentes a tectono-sequência Beta da bacia, o que sugere a ocorrência de soerguimentos em bloco (hemi-horsts) ou flexura do assoalho cristalino pós-denudação inicial (ARRUDA E CORRÊA, 2008).

A porção cristalina componente deste estudo, consiste no Maciço de Mata Grande, situado no município homônimo, cuja geologia é sustentada por litótipos inerentes à Província Borborema, abarcando os complexos da suíte Chorrochó/Riacho da Barreira e Belém de São Francisco. Uma das feições paleoproterozoicas da área corresponde ao plúton de Mata Grande, cujo arcabouço litológico é composto por quartzo sienito e quartzo monzonito (GOIS et al., 2021)

Em termos geomorfológicos e morfoestruturais, mapeamentos no maciço de Mata Grande desenvolvidos por Gois et al. (*op. cit.*), revelam que a área em epígrafe, consiste num conspícuo divisor topográfico de três bacias de drenagem, a do Rio Moxotó, do Capiá e do Riacho Talhada, de cujo a cabeceira situa-se no próprio município de Mata Grande, sendo mapeadas ao todo 11 unidades morfoestruturais nas adjacências do maciço homônimo.

Em suma, o mapeamento supracitado foi segmentado em unidades morfoestruturais, e morfoesculturais. Como unidades de depressão, foram identificadas três morfoestruturas a saber: as depressões do Talhado, do Capiá e do Moxotó. Por se constituir como uma depressão periférica limítrofe entre o relevo homoclinal da bacia do Tucano-Jatobá e da formação Tacaratú, com os maciços cristalinos caracterizados como plútons de Mata Grande, a depressão do Moxotó merece destaque, por abarcar as duas unidades morfoestruturais analisadas no estudo proposto. Igualmente às depressões, três morfoestruturais de planalto foram mapeadas, a saber: o planalto homoclinal do Jatobá e da Formação Tacaratu; o domínio Pernambuco-Alagoas, constituindo um maciço estrutural integrante do Planalto da Borborema; e os planaltos residuais, abarcando os maciços de Mata Grande e Água Branca (GOIS et al. 2021; CORRÊA et al. 2010)

### **3.3 O clima semiárido nordestino e processos de esculturação do relevo**

A compreensão do relevo e sua dinâmica processual, funcionamento e interação, perpassam pelos demais componentes naturais da paisagem como água, solo, subsolo, clima e

cobertura vegetal, resultando na sua expressiva diversidade ambiental. Dentre estes, destaca-se o clima, uma vez que, a interação do relevo através dos elementos atmosféricos possui uma significativa influência sobre a distribuição espacial das tipologias climáticas e sobre a dinâmica das paisagens (SILVA NÓBREGA, 2019).

Em relação aos aspectos climáticos da área de estudo, os fenômenos de macroescala operantes na região são aqueles típicos de atuação no Nordeste brasileiro: ENOS (El Niño Oscilação Sul), a ZCIT (Zona de Convergência Intertropical), seguidos pelos de mesoescala, a saber: VCAN's (Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis) e os DOL's (Distúrbios Ondulatórios de Leste) ou Ondas de Leste (MISSURA, 2013).

Do referido contexto climático, resulta uma tipologia de clima semiárido predominante na região, sendo esse do tipo Bsh, segundo a escala de Koppen, tendo março como o mês mais chuvoso, correspondendo pela época de maior atuação da ZCIT na região. O total pluviométrico anual é normalmente baixo, registrando um valor médio de 563 mm/ano, porém possui elevadas amplitudes térmicas. Vale lembrar o contraste pluviométrico, que varia entre as áreas de relevos mais elevados e as de topografias rebaixadas da região, o que refletirá na diferença em níveis distintos de meteorização rochosa e graus de dissecação do relevo.

No semiárido nordestino, as relações intempéricas de caráter físico são viabilizadas pela atuação do clima seco sobre a região, havendo, entretanto, evidências de paleoclimas úmidos ao longo do tempo geológico, destacando-se os modelos de Etchplanação (WAYLAND, 1933 e BÜDEL, 1957) e o de Aplainamento por Mudanças Climáticas (MILLOT, 1983), impetrados nas feições dos blocos rochosos, adequando-se ao cenário da geomorfogênese atual.

Nas litologias cristalinas, processos de termoclastia denunciam a atuação de intemperismo físico, ao passo que, os de meteorização química são revelados através da esfoliação esferoidal ou o aspecto arredondado do tipo “casca de cebola” dos blocos rochosos, formando matacões ou “boulders” (PENTEADO, 1978). Em litótipos sedimentares, entretanto, processos morfodinâmicos se desenvolvem de modo diferente, pois as elevações sedimentares apresentam-se sempre com uma morfologia tabular, constituídas de camas permeáveis, o que produz uma maior infiltração e diminui a importância das enxurradas na evolução do relevo. (RIBEIRO; MAÇAL; CORRÊA, 2010)

A Bacia do Jatobá se caracteriza por elevadas precipitações nas áreas de cimeira da borda SE, com máximas que chegam a atingir os 1000mm/ano, e de mínimas inferiores a 360mm/ano, cujas ocorrências se dão nas áreas de vales concentrados nas adjacências (MELO, 1980). Ainda de acordo com o autor, essa elevada pluviometria, atrelada a propriedades dos

litótipos – especialmente das áreas de cimeira do planalto homoclinal, embasadas pelas formações Tacaratu e Inajá – promove um alto potencial hidrogeológico local.

Conforme apontado por Gois et al. (2020), o município de Mata Grande - AL, cujo a toponímia é homônima ao maciço abordado neste trabalho, se situa no oeste alagoano, castigado por secas severas e longas estiagens, não ultrapassando a faixa dos 400mm/ano clima semelhante ao semiárido nordestino, como citado anteriormente. Não obstante, o Maciço de Mata Grande consiste num “ponto fora da curva”, por fugir à regra de relevos de paisagens semiáridas e apresentar médias pluviométricas anuais maiores que 1000mm/ano, condição que estabelece a área com um brejo de altitude.

Na concepção de Ab' Saber (2003) um brejo de altitude é como um recorte úmido ou subúmido em meio a paisagem do nordeste seco, e que apesar de seu contexto climático, é capaz de comportar condições ecológicas florestais, um vez que acumulam mais umidade, decorrente de sua altimetria elevada e influência de ventos úmidos. Desta forma, os brejos são classificados pelo autor, em detrimento de sua tipologia, a saber: Brejos de Cimeiras ou de Altitudes; Brejos de Encostas ou Vertentes de Serras ou Maciços Antigos; Brejo de Piemonte ou Pé-de- -Serra; Brejos de Vales Úmidos; Brejos de Olhos d'Água. Dentro destas categorias, o maciço de Mata Grande enquadra-se no tipo Brejos de Altitude.

É justamente essa característica de “ilha de umidade” atribuída aos Brejos de altitude, propiciada por um clima mais úmido e fresco típico, que destoa do cenário típico do semiárido nordestino – quente e seco – que suscita uma cobertura edáfica e vegetacional peculiar quando comparada às superfícies pediplanares adjacentes, o que também modifica a dinâmica processual nessas áreas. Em relação ao Maciço de Mata Grande, que se configura num Brejo de Altitude, estudos sedimentológicos, morfoestruturais e morfométricos, reforçam a assertiva de que a área é detentora de condições ambientais distintas em relação ao seu entorno semiárido (GOIS et al. 2020; GOIS et al. 2021)

## **4. REVISÃO DA LITERATURA**

### **4.1 As teorias geomorfológicas e a evolução da paisagem**

Compreender como se dá a dinâmica de evolução da paisagem, a partir de análise dos processos que moldam a superfície terrestre, se constitui como peça chave da Geomorfologia. Destarte, a partir do século XIX, a ciência geomorfológica foi responsável por suscitar muitos trabalhos acerca da gênese e evolução de superfícies de aplainamento, dando ênfase a transformações geomórficas e de como processos morfodinâmicos se encarregam do rebaixamento do relevo em amplas áreas continentais.

No Brasil, trabalhos que tratam de superfícies de aplainamento têm sido suscitados desde o início do século XX, à luz de pressupostos teóricos-metodológicos de estudos geomorfológicos vigentes na época. Investigações sobre superfícies de erosão tiveram desenvolvimento, principalmente, nas regiões Sudeste e Nordeste brasileiro, buscando fornecer explicações sobre a gênese e desenvolvimento dessas áreas, a partir de evidências paleogeográficas – pulsos tectônicos, paleoclimas e depósitos correlatos – atreladas à técnicas modernas – morfometria, datação por termoluminescência, datação por Luminescência Optimacamente Estimulada (LOE) e isótopos cosmogênicos – fornecendo reconstruções da paisagem ao longo do tempo geológico.

Partindo deste pressuposto, este capítulo visa destacar as principais teorias geomorfológicas de evolução da paisagem, dando enfoque as diferenças entre os modelos propostos pela literatura, uma vez que cada um retrata os conceitos e os paradigmas vigentes de sua época. Vale ressaltar que a discussão acerca dos principais modelos de evolução do relevo continental, com análises direcionadas nas dinâmicas exercidas pelos processos denudacionais mecânicos e geoquímicos intrínsecos a cada teoria, promove uma análise integrada da paisagem, sobretudo sob a ótica geossistêmica.

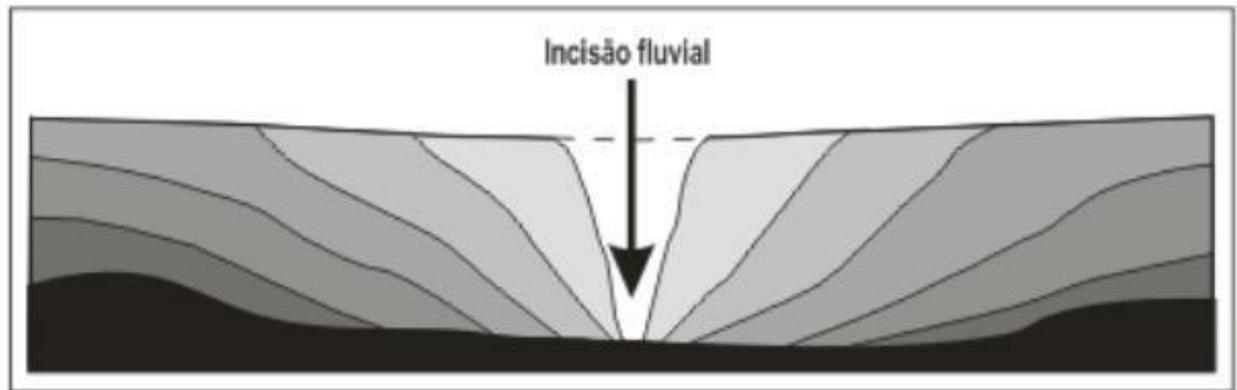
#### **4.2 Davis e teoria do ciclo geográfico**

O modelo pioneiro que busca explicar os processos geodinâmicos de modelagem do relevo, foi elaborado por William Morris Davis em 1899, se consolidando como a primeira das escolas de teorias geomorfológicas. Esta escola recebeu a denominação de *ciclo geográfico ideal* e tinha como principal fundamento a análise processual do relevo, do ponto de vista cíclico, resultando na formação de superfícies de aplainamento.

Em linhas gerais, o ciclo proposto por Davis, compreende uma longo período erosivo, sucedendo um brusco soerguimento inicial, sem novos pulsos tectônicos seguintes. Esse rápido soerguimento, ocorrido num primeiro momento, cria condições necessárias para a modelagem da superfície, uma vez que promove um notável gradiente de base da mesma, em relação ao nível de base geral (DAVIS, 1899).

Assim, conforme observado por Davis, no momento de estabilidade crustal e em climas úmidos, o processo de desgaste erosivo dos continentes é iniciado, de forma lenta e gradual. Esta modelagem superficial ocorre através do processo de rebaixamento vertical contínuo e bastante lento das vertentes (*downwearing*), sendo dividido em três estágios (DAVIS, 1899) juventude, maturidade e senilidade (Figura 2):

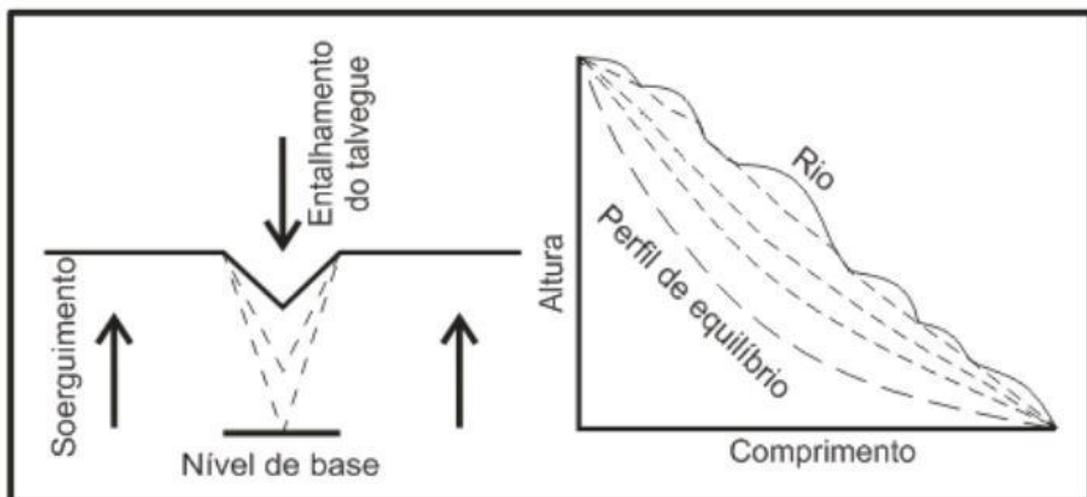
**Figura 2:** Processo de rebaixamento vertical, contínuo e gradual das vertentes, a partir da incisão fluvial.



Fonte: Casseti (2005)

Com a superfície recém soerguida, entra em ação o trabalho dos rios, que através da incisão fluvial, se encarrega do entalhamento do talvegue (sendo responsável pela elaboração de gargantas ou *Canyons*), desaparecendo gradativamente, conforme se estabelece o perfil de equilíbrio. A denudação agora passa a atuar nos interflúvios, rebaixando-os e marcando o fim do estágio da juventude e o início da maturidade (Figura 3):

**Figura 3:** Estabelecimento do perfil do equilíbrio de um rio, em função das taxas de incisão fluvial e soerguimento crustal



Fonte: Casseti (2005)

Vale ressaltar que as pecepções davisianas basearam-se nas distinções entre os períodos de movimentações crustais, onde o relevo é construído, e em períodos de maior estabilidade, no qual a erosão assume papel preponderante sobre as formas geomórficas. Destarte, pode-se dizer que as variáveis estruturais e temporais são as componentes de maior destaque em seu

sistema, deixando em segundo plano o caráter processual intrínseco à evolução da paisagem.

Assim, conforme aponta Penteadó (1978), o ciclo geográfico proposto por Davis (Figura 4), é marcado pela evolução de três estágios:

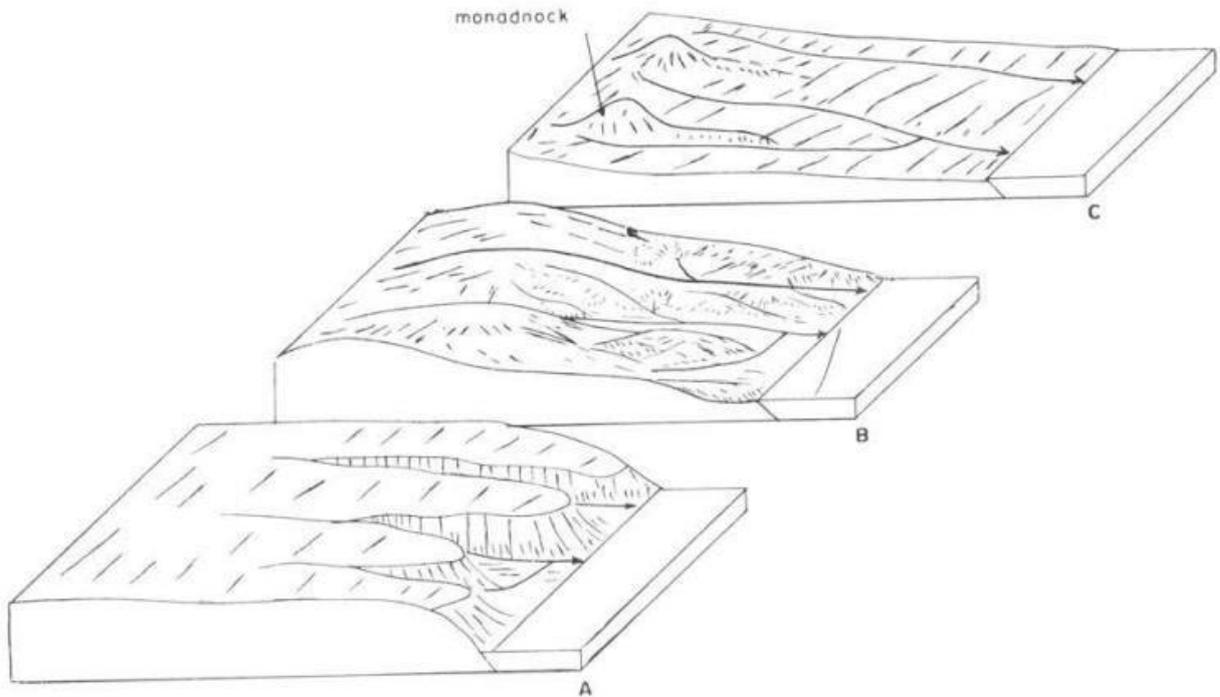
**1º Juventude:** Após o soerguimento inicial da superfície, o trabalho fluvial é iniciado, de modo que ocorre a escavação de vales. A erosão regressiva acontece no sentido da foz para a cabeceira, dando origem as vertentes, sendo o processo de erosão linear dominante em relação ao aeorar sobre elas, suscitando relevos declivosos.

**2º Maturidade:** Nesse estágio onde há o equilíbrio entre os processos de erosão linear e aeorar, de modo a ocorrer, gradativamente, a o equilíbrio dos rios e das vertentes. Desta forma, tem-se o alargamento dos vales e a diminuição da declividade das encostas, contando com a presença de capturas fluviais, resultando na suavização do relevo.

**3º Senilidade:** Consiste na última fase do ciclo erosivo, onde a evolução do perfil longitudinal dos rios é mais lenta do que a das vertentes. É cessado o processo de incisão fluvial e a sedimentação passa a dominar o ambiente, agora deposicional. Como resultante tem-se um relevo suave, no qual o pico dos interflúvios passam a se assemelharem aos talwegues, sendo atingido o estágio de *Peneplano*, salvo por alguns relevos residuais, intitulados por Davis de *monadnocks*.

A fase senil, entretanto, só dura até quando um novo pulso tectônico leva ao soerguimento da superfície, provocando um desequilíbrio, o que Davis denominou como “retomada erosiva”. Não obstante, Davis ressalta que não é preciso que um ciclo se conclua para que um novo soerguimento dê início a outro, deixando registrado na paisagem feições e depósitos sedimentares de origens distintas, caracterizando assim um relevo *policíclico*.

**Figura 4:** Os três estágios do ciclo erosivo de Davis. Juventude (A); Maturidade (B); Senilidade (C).



**Fonte:** Penteadó (1978)

Conforme sugerido por Monteiro (2001), há uma importância fundamental na teoria do ciclo davisiano, no que concerne à integração da geografia à geologia, na medida em que, Davis, ao elaborar o modelo genético de evolução de formas do relevo, propulsor do gênese e evolução das paisagens, aprofunda noções do processo de gliptogênese (modelado erosivo, esculpador de formas geomórficas pela ação de agentes externas), sendo esse um conceito eminentemente geográfico, que ganhara outra roupagem quando associado aos processos de litogênese e orogênese, já consagrados no ciclo geológico de Wilson (1966).

Apesar das críticas passíveis a teoria davisiana, como por exemplos as “quebras” sofridas a cada ciclo erosivo e a ausência da noção de continuidade da evolução da paisagem a partir da dinâmica geomórfica, o ciclo erosivo de Davis deixa uma importante contribuição para o estudo das superfícies de aplainamento. Sobretudo, pelo destaque dado ao papel dos rios no esculpimento do relevo, uma vez que são os cursos fluviais os responsáveis pelos processos morfodinâmicos, evolução das vertentes e formação de superfícies aplainadas.

Exemplos conspícuos de estudos sobre superfícies de erosão na plataforma brasileira, com enfoque nas regiões NE e SE, constam em Maia et al. (2010); Monteiro (2010) e em atualizações mais recentemente por Côrrea e Monteiro (2021), na reconstrução de superfícies topográficas nordestinas; Silva (2009); Silva (2016); Moreira e Perez Filho (2022), em

superfícies de aplainamento em Planaltos e Chapadas, respectivamente.

### 4.3 Teoria do *primärrumpf*, de W. Penck

Poucos anos após a teoria davisiana ser lançada, uma nova contribuição à evolução do pensamento geomorfológico é suscitada, no ano de 1924, pelo alemão Walter Penck, surgindo como uma crítica ao sistema anterior, sobretudo por alegar que os processos de subsidência e denudação da superfície eram concomitantes, sendo coordenados pela intensidade dos pulsos tectônicos. Desta forma, a visão penckiana valorizava a dinâmica processual na elaboração do relevo e no aplainamento da superfície.

Na concepção de Penck (1924), a evolução do modelado teria início a partir de um soerguimento de uma superfície quase plana, a qual ele denominou de *primärrumpf*, que se caracterizava pela existência de uma área central, se expandindo em direção às áreas periféricas à medida que era soerguida, resultando na formação de uma morfologia dômica. E então, num dado momento onde a ação tectônica perde força, os processos morfodinâmicos passam a ser preponderantes, levando ao aplainamento de porções mais periféricas do domo, onde ocorre um novo soerguimento da superfície. Novamente, a denudação passa a dominar o sistema, quando ação tectônica diminui sua intensidade, criando duas superfícies de cotas altimétricas distintas, sendo separadas entre si pela existência de um escapamento, conferindo ao relevo resultante, após sucessivos eventos semelhantes, um aspecto escalonado (Figura 5).

Conforme apontado por Vitte (2001), em contraste com os pressupostos davisianos, a teoria de Penck (1963), destaca o processo de soerguimento crustal atrelado a taxas de incisão fluvial e posterior evolução da *primärrumpf*, ao passo que, a teoria de Davis (1899) fundamenta-se no caráter evolucionista darwiniano e na termodinâmica, como fatores chave no estabelecimento dos estágios do relevo e na formação da peneplanície. Isto é, na medida em que o ciclo geográfico de Davis contribuiu para constituição da Geomorfologia Estrutural, Penck e a teoria da *primärrumpf*, consolidavam a Geomorfologia Climática.

Não obstante, Vitte (*op. cit*) pontua que, embora fosse nítida a relação dialética entre forças endógenas e exógenas na esculturação geomórfica, as ideias de Penck ainda encontravam-se fortemente atreladas ao processo de soerguimento crustal e a atuação da dissecação dos rios, não especificando, entretanto, a importância da litologia e do intemperismo na dinâmica de canais fluviais e vertentes.

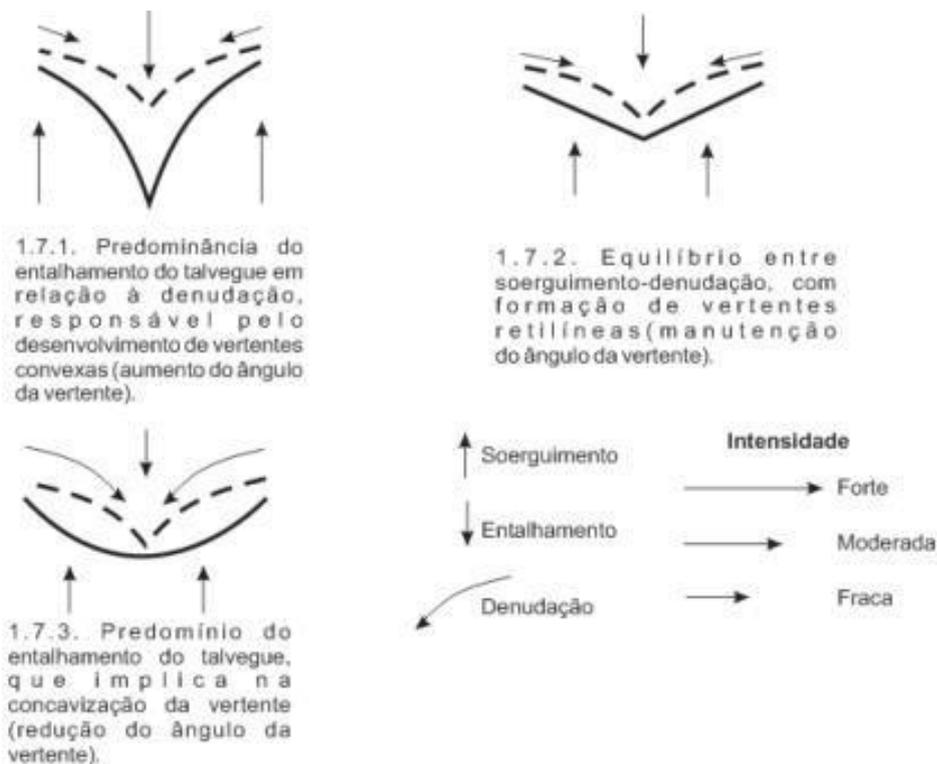
A evolução do modelado escalonado, entretanto, se dava, a princípio, pelo recuo paralelo das vertentes (*backwearing*), para que então predominasse o rebaixamento vertical da

superfície (*downwearing*). Diferentemente do que era postulado no modelo davisiano, de aplainamento vertical contínuo, Penck chamava atenção para a relação entre o entalhamento do talvegue e os processos denudacionais propiciado pelo comportamento crustal, uma vez que defendia que o valor da incisão estava sob a influência do nível de soergimento tectônico, criando evidências morfológicas ou ressaltos topográficos, atrelados ao grau de erosão fluvial, subordinados à ação tectônica (UAGODA, 2014).

Em suma, para Penck, quanto mais forte o soergimento crustal, maior seria a incisão do talvegue, implicando numa maior denudação e criando um maior gradiente da vertente. Isto é, Penck suscitou uma perspectiva de análise de formas geomórficas que sugeriam que formas características de vertentes são indicativas da intensidade do processo erosivo e seu desenvolvimento ao longo do tempo geológico (BERTOLINI, 2019).

Esta relação entre soergimento, incisão fluvial e denudação, dando origem a vertentes de diferentes morfologias, pode ser observada na figura abaixo:

**Figura 5:** Modelo de Penck aplicado à evolução das vertentes.



**Fonte:** Casseti, 2005.

Desta forma, Penck observou três cenários distintos na dinâmica evolutiva das vertentes, relacionada ao soergimento e a incisão fluvial; o primeiro deles, se daria quando o efeito

denudacional não acompanhasse de imediato o processo de entalhamento do talvegue, dando origem as vertentes convexas. Já as vertentes retilíneas, surgiriam num equilíbrio entre os processos, quando o soerguimento moderado fosse proporcional a incisão fluvial, podendo ainda contar com a manutenção no ângulo da declividade, o que ele intitulou de “superfície primária”. Finalmente, num contexto de pouca ascensão crustal e fraco entalhamento, suscitariam as vertentes côncavas.

Conforme aponta Caseti (2005), Penck reconhecia que havia a existência de limites nos processos de aceleração e redução na velocidade da denudação de vertentes, correlacionando fortemente a morfodinâmica à ação tectônica. A diferença mais conspícua do modelo penckiano para o davisiano, seria portanto na dinâmica evolutiva do relevo, pois enquanto Davis no componente vertical (*wearingdown*), Penck defendia a componente horizontal, origando o recuo paralelo das vertentes; o que mais tarde, levou o seu modelo a ser àquele a ser melhor aceito para a compreensão da evolução das paisagens.

#### **4.4 Teoria de pediplanação, de L. C. King**

Contribuindo com a evolução do pensamento geomorfológico, o modelo de pediplanação foi elaborado por Charles Lester King, em 1953 e tinha como principal pressuposto considerar o aplainamento da superfície, quando submetida à diferentes condições climáticas. De acordo com King, a suavização topográfica poderia estar vinculada ao clima seco, assim como o desenvolvimento vertical do relevo relacionaria-se com climas úmidos, considerando o papel da incisão fluvial.

Na visão de King, o relevo se desenvolveria a partir de períodos rápidos e intermitentes de soerguimento crustal, separados por uma longa estabilidade tectônica. Ou seja, King levava em consideração a ideia de estabilidade tectônica sugerida na teoria davisiana, ressaltando, entretanto, o ajuste da superfície pela compensação isostática, atrelando à percepção de Penck, uma vez que também considerava o recuo paralelo das vertentes como uma forma de evolução do relevo.

Para King (1953), após a ação tectônica, o processo de aplainamento da superfície tinha início, a partir de uma incisão fluvial, de modo que o contínuo trabalho dos rios resultem no rebaixamento de seus respectivos leitos, até atingirem uma cota equivalente ao nível de base atual, onde dava-se início ao alargamento dos vales fluviais, junto com o processo de recuo lateral das vertentes (*backwearing*). A dinâmica regressiva das vertentes, conduz a formação de material detrítico situado em sua base, acumulando-se sob a forma de rampas suaves,

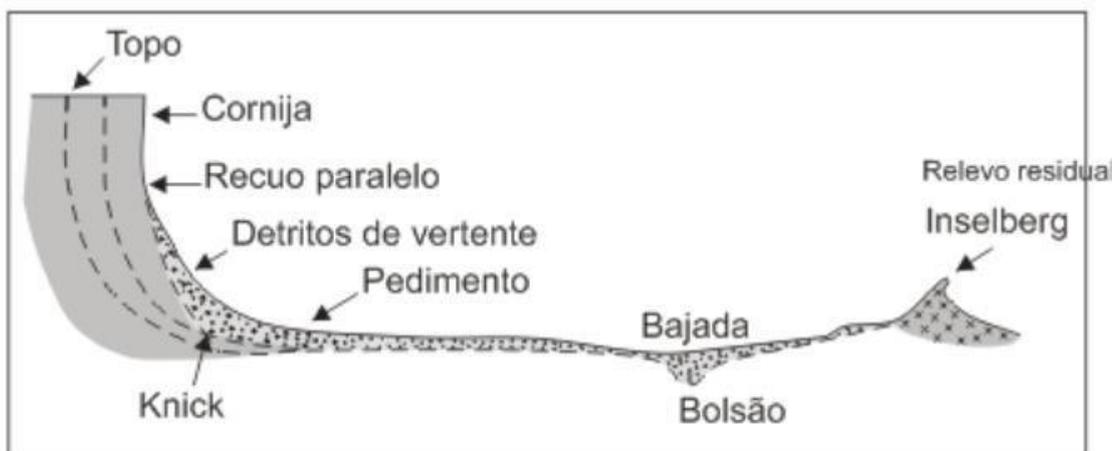
denominadas *Pedimentos*, os quais, quando coalescidos num contexto climático de aridez, dão origem a extensas superfícies intituladas *Pediplanos*.

Vale ressaltar um ponto fundamental de distinção entre as teorias de Davis e King, pois enquanto as superfícies aplainadas eram denominadas *Peneplanos* na visão davisiana e desenvolvidas em climas úmidos, na concepção de King, as mesmas se referiam aos *Pediplanos* originados sob condições de aridez ou semiaridez, diferenciadas entre si pelos processos de sua gênese: *downwearing* e *backwearing*, respectivamente. Além disso, King também atribui às vertentes um papel preponderante no processo de aplainamento da superfície, ao invés da incisão fluvial, conforme defendido por Davis.

Para Christofletti (1989), os modelos evolutivos de pediplanação e pedimentação apresentam os mesmos princípios teóricos postulados no modelo cíclico proposto por Davis, havendo entretanto notórias discrepâncias entre ambos, tanto no modo em que se dá a evolução das vertentes, como por pressupostos acerca do nível de base.

Assim, uma vez que os *Pediplanos* se desenvolviam em climas mais secos, o intemperismo físico configurava-se como processo preponderante, implicando na desagregação mecânica litológica, responsável pelo recuo lateral das vertentes. Os detritos resultantes deste processo, situavam-se na base, se expandindo até o nível de base, o que produzia entulhamento, ou mesmo elevação do nível de base, suavizando as irregularidades topográficas e dando origem a morfologias conhecidas como *bajadas* (Figura 6). Os relevos residuais que prevaleceram na paisagem mesmo após a pediplanação, são denominados *Inselbergues*, formando-se através do processo de erosão diferencial.

**Figura 6:** Formação de pedimentos a partir do recuo paralelo das vertentes



**Fonte:** Casseti (2005)

Vale salientar que a teoria da Pediplanação de King (1956), têm sido adotada como modelo explicativo em estudos acerca da gênese e evolução de superfícies de aplainamento

nordestinas, sobretudo em interpretações clássicas entre as décadas de 1950 e 1970. Com a alternância entre soerguimentos regionais e flutuações climáticas, essas superfícies de erosão seriam construídas ao longo do Cenozoico, sendo identificadas a partir de depósitos correlatos. Um notório exemplo destes estudos, foi o estabelecimento de correlações altimétricas e geométricas atreladas à interpretação de depósitos correlatos ao Grupo Barreiras, revelando a existência de entre 3 e 5 superfícies de aplainamento no contexto regional, como pode ser encontrado em obras consagradas pela literatura geomórfica (AB'SABER, 1956; DRESCH, 1957; DEMANGEOT, 1960; ANDRADE E CALDASLINS, 1965, BIGARELLA E ANDRADE, 1964; ANDRADE, 1968 E MABESOONE E CASTRO, 1975)

#### **4.5 Hack e teoria do equilíbrio dinâmico**

A teoria do equilíbrio dinâmico tem suas bases teóricas derivadas da teoria geral dos sistemas, inicialmente sendo discutida por Gilbert (1877) e inserida na geomorfologia através de trabalhos de Strahler (1950; 1952) e posteriormente incorporada à vasta literatura. Conforme apontado por Christofolletti (1980), a aplicação da teoria geral dos sistemas à geomorfologia, tem sido fundamental na fomentação de pesquisas e na delimitação do objeto de estudo dessa ciência.

Conforme apontado por Bertolini (2012), o caráter dinâmico, típico de sistemas abertos, tal como o geomorfológico, não tem seu início a partir das ideias de Hack, mas sim, já fazia-se presente nas análises de Gilbert (1877) e na geomorfologia francesa, uma vez que Gilbert tratara anteriormente a noção de equilíbrio de forma atrelada às características do trabalho dos rios na gênese de paisagens continentais.

Assim, John T. Hack (1960), sugere a teoria do equilíbrio dinâmico como explicação para a evolução do relevo. Tal teoria fundamenta-se na concepção de que o relevo é um sistema aberto, que mantém uma troca constante de energia e matéria com os demais estratos geográficos, relacionando-se diretamente com a resistência litológica das formas. Isto é, para Hack, o modelado terrestre é um resultado do antagonismo entre a resistência dos materiais rochosos e as forças denudacionais, e não apenas uma competição entre soerguimento e erosão, conforme apontado por Penck anteriormente.

A teoria do equilíbrio dinâmico sugere a existência de um balanço entre forças antagônicas, de maneira que elas operem em velocidades iguais, anulando-se entre si para que aí atinjam a estabilidade e o equilíbrio num sistema. O modelo proposto por Hack indica que as formas geomórficas são um reflexo do balanço entre sua resistência litológica e a energia

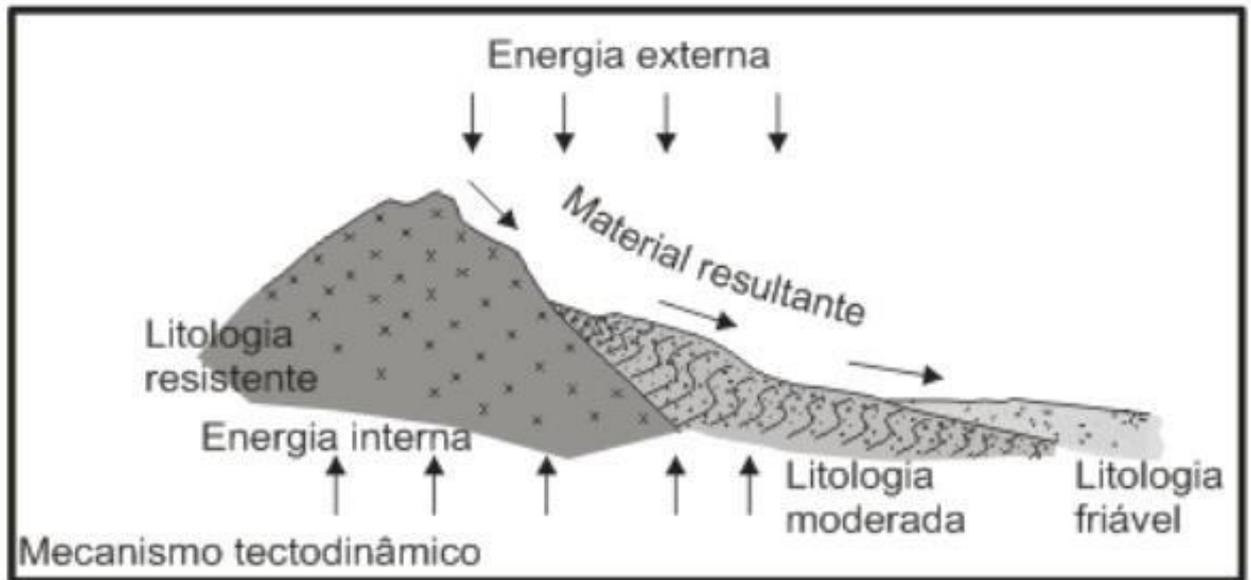
dos processos morfodinâmicos aos quais elas se encontram submetidas. Desta forma, ele acreditava que uma paisagem estaria sempre buscando por um estado de equilíbrio, constantemente, onde a estabilidade seria adquirida através de ajustes entre massa e energia.

De acordo com Christofolletti (1980), o equilíbrio de um sistema é atingido através do ajuste entre as suas variáveis internas e externas, indicando que as formas e seus componentes são um reflexo direto das influências externas exercidas pelo ambiente, controlando a qualidade e a quantidade de energia que permeia num determinado sistema. Assim, pode-se dizer que qualquer modificação na energia que flui num sistema irá promover alteração, manifestada pela matéria, a exemplos de morfologias que se ajustam em detrimento de mudanças nas forças tectonodinâmicas, ou pela alteração de processos subaéreos, resultando em diversos tipos de formas geomórficas e não apenas no aplainamento da superfície.

Para Christofolletti (1989), Hack reverberou as concepções de Gilbert e propiciou uma nova abordagem à interpretação da paisagem, por propor que, num mesmo sistema, todos os elementos da topografia encontram-se simultaneamente equacionados, de forma que se modificam na mesma proporção, independentes do tempo. Desta forma, para que ocorram oscilações sensíveis neste sistema, faz-se necessário que essas mudanças extrapolem os limites de interferência no equilíbrio interno, implicando numa reorganização generalizada.

Desta forma, na concepção de Hack, as formas de relevo não são imutáveis, pois qualquer alteração no fluxo energético de um sistema produzirá uma resposta à matéria rochosa (Figura 7). Um exemplo disso ocorre quando flutuações climáticas promovem mudanças em taxas de balanço sedimentar e conseqüentemente em formas deposicionais ou quando movimentos eustáticos implicam em alterações no modelado costeiro.

**Figura 7:** Equilíbrio dinâmico ilustrado pela relação entre a resistência litológica e o volume de material correspondente



Fonte: Casetti (2005)

Conforme apontado por Fierz (2016), a teoria do equilíbrio dinâmico têm contribuído significativamente com estudos geomorfológicos atuais, sobretudo quando se trata da influência antópica na paisagem e no rompimento da noção de equilíbrio, seja por vias naturais e/ou artificiais. A teoria destaca, principalmente, a capacidade natural de regeneração de um sistema, ajustada à influência da estrutura física desse sistema, dos processos nele atuantes e do clima.

Diante do exposto, duas principais considerações podem ser deixadas acerca da teoria do equilíbrio dinâmico: a primeira é que quando um sistema adquire novamente o estado de equilíbrio, evidências anteriores impetradas na paisagem, desaparecem paulatinamente (a exemplo da inexistência de relevos residuais); e a segunda é que independente do tempo, o equilíbrio de um sistema pode ser alcançado em condições de instabilidade tectônica, desde que haja um equacionamento entre as taxa de denudação e a tectonodinâmica.

#### 4.6 Plataformização e relevos plataformais

Em margens continentais passivas de natureza Atlântica, tal como a brasileira, a origem e a dinâmica do relevo são desenvolvidas essencialmente através da atuação conjunta de fases erosivas e/ou deposicionais pleistocênicas, atreladas à fenômenos sísmicos de caráter rúptil e marcados por epirogenias de cujos mecanismos, na maioria das vezes, são desencadeados por meio de compensação isostática. Alguns modelos acerca da evolução geomorfológica em contexto de margens continentais passivas foram propostos, com intuito de elucidar os

mecanismos que sustentam dos processos de soerguimento, subsidência, desnudação e sedimentação na evolução do relevo continental (Ollier, 1985; Thomas & Summerfield, 1987; Gilchrist & Summerfield, 1990).

Conforme sinaliza Bott (2006), a maioria das margens continentais passivas concentram-se nas regiões costeiras atlântica, índica e ártica, aumentado em tamanho pelo fundo do mar e espalhando-se em direção ao interior dos continentes, à medida em que eles se afastam. Um conspícuo exemplo de estudos sobre o tema, é apresentado por Alves et al. (2011), que tomando como exemplo a margem ocidental Ibérica, a respeito da evolução de bacias sedimentares do tipo-rift em margens continentais passivas, apresentando como evidências modelos numéricos e físicos de estruturas relacionadas ao estiramento crustal oriundo das fases de rifting continentais.

Em relação à margem continental Sul-Americana, uma investigação semelhante é desenvolvida por Pérez (2013), onde, através da estratigrafia de sequência, identificou-se quatro fases de evolução relacionadas à margem uruguaia: pré-rifte (Paleozoico), rifte (Jurássico-Cretáceo Inferior), transição (Barremiano-Aptiano) e pós-rifte (Aptiano-Presente). O autor averigou que, a partir da observação de configurações estruturais e organizações estratigráficas, as bacias da margem continental uruguaia compartilham os clássicos estágios tectono-sedimentares evolutivos das demais bacias marginais atlânticas, conforme apontaram estudos anteriores na área (Rossello et al., 2000 e 2007; Veroslavsky, 1999; Veroslavsky et al., 2003 e 2007)

Ferraz e Otoni (2020) apontam a relevância de estudos concernentes à evolução do relevo em margens passivas continentais, em especial na margem brasileira, os quais visam estabelecer correlações entre soerguimentos, variações de níveis de base e deposições em bacias localizadas às margens da geodinâmica continental. Para estes autores, tais pesquisas suscitaram a apresentação de cronologias mais sofisticadas, acerca da evolução do relevo, expondo, dessa forma, feições do modelado resultantes de tectonismo intraplaca.

Ross (2013) sumariza que, para se ter uma melhor compreensão acerca do relevo brasileiro, faz-se necessário um conhecimento prévio da dinâmica do continente Sul-Americano. Em linhas gerais, o arcabouço geomorfológico da plataforma sulamericana se caracteriza pela presença da cadeia orogênica dos Andes em sua borda oeste, de cuja formação se iniciou no Mesozoico e se prolongou até o Cenozoico; enquanto a parte central e leste do continente conta com a presença de antigas estruturas e litótipos Pré-cambrianos, sendo terrenos rebaixados, desgastados e suscitando a formação de bacias sedimentares posteriores.

Em linhas gerais, o território brasileiro é marcado, em sua maior parte, por antigas

formações geológicas, sendo, entretanto, as formas geomórficas de gênese recente, pois estão em constante desgaste erosivo, sendo reafeiçoadas. Em termos de compartimentação, salvo algumas bacias de sedimentação recente, parte ocidental da bacia amazônica e trechos do litoral do NE e S, de idades terciária e quaternária, o resto do território brasileiro, é sustentado por grandes bacias Paleozoicas e Mesozoicas e por terrenos cristalinos Pré-Cambrianos.

Assim, se por um lado tem-se litótipos antigos (alguns, reomontam até mesmos períodos que antecedem a abertura do Atlântico sul), por outro existe um relevo movimentado, sendo os processos atuais relacionados à pulsos tectônicos recentes e/ou a denudação oriunda de climas atuais ou paleoclimas. Admite-se que três são as estruturas que caracterizam o arcabouço geológico brasileiro a saber: plataformas ou crátons, cinturões orogênicos e grandes bacias sedimentares.

Ross (2013), pontua que as plataformas ou crátons, correspondem a complexos litótipos cristalinos muito antigos que foram arrasados por diversas fases erosivas, dando origem a terrenos desgastados e rebaixados. As plataformas contam ainda com a ocorrência de antigas intrusões rochosas e resíduos de rochas sedimentares datadas do Pré-Cambriano superior, conferindo cobertura a essas plataformas, ao longo do tempo geológico. O território brasileiro conta com três áreas de plataformas ou crátons a saber: plataforma Amazônica, do São Francisco e Uruguaio-sulriograndense.

Para Schobbenhaus e Brito Neves (2003), o conceito de Plataforma Sul-Americana faz menção à fração continental da placa Sul-Americana que manteve-se estável assumindo a função de antepaís no desenvolvimento das faixas móveis do Caribe, ao norte, e Andina, situada a oeste, em simultaneidade com a abertura e evolução do oceano atlântico sul, datada do Mesozoico. Vale ressaltar que, num momento anterior, esta porção litosférica já fora parte da Gondwana, servido como uma espécie de zona cratônica que propiciou o desenvolvimento de orogenias paleozoicas e triássicas.

#### **4.7 Reativação de relevos plataformais**

De acordo com Holdsworth et al. (1997), o processo de reativação tectônica é caracterizado por sucessivos eventos de movimentação que afetam estruturas pré-existentes, sendo elas passíveis de separação e identificação a partir de critérios geológicos. Dentre estes critérios, estão os contatos entre litologias com diferenças de composição e/ou reológicas, podendo apresentar movimentações do mesmo tipo/sentido, em sequência (reativação cinemática), ou em sentidos opostos (reativação geométrica), deixando ou não vestígios

impressos na paisagem (SARTORI; MORALES, 2016).

Maia et al. (2016), sumariza que os processos percussores da inversão do relevo podem se desenvolver na ocorrência do alçamento de uma determinada superfície, graças à ação da tectônica ou erosão diferencial. Nesses processos, antigas áreas de agradação podem ser soerguidas, transformando áreas rebaixadas em altos topográficos e patamares sedimentares preservados sobre essas superfícies exumadas, que se configuram como importantes indicadores de processos de inversão de relevo, na medida em que, são parte de um antigo nível de base deposicional.

Conforme apontado por Brito Neves (1992), os processos de ativação tectônica podem adquirir maior relevância em determinadas regiões, devido aos fatores intrínsecos a dinâmica crustal desses locais. É portanto necessário analisar o arcabouço tectônico e o embasamento da área afetada, pois, quanto mais complexo e provido de descontinuidades litológicas for o embasamento, mais expressivo e dinâmico será o processo de ativação de sua estrutura.

O autor destaca ainda que, é reconhecida a existência de dois grandes grupos em relação ao fenômeno da ativação, tendo como critérios principais a área de ocorrência, natureza do magmatismo e pradrões estruturais. Sendo:

1. *Ativação autônoma;*
2. *Ativação reflexa.*

Em linhas gerais, é descrito que a ativação do tipo autônoma tem sua ocorrência no interior de porções crustais continentais, sendo portanto independente da ação conjunta com relevos móveis adjacentes. Desta forma, pode-se atribuir a sua ocorrência estritamente à ação da atividade interna da terra, a nível de magmatismo mantélico, por exemplo. Cabe salientar que esse tipo de atividade, subsidia o comportamento tectônico do arcabouço geológico brasileiro, uma vez que, o Brasil de situa no meio da plataforma Sul-Americana, portanto, longe de áreas limítrofes de placa.

A ativação reflexa, por outro lado, refere-se aos processos estruturais em blocos ou atividades magmáticas de uma determinada área que encontram-se atrelados a ação de sistemas/regiões de faixas móveis, isto é, “áreas instáveis” adjacentes. Entratanto, destaca-se que quando há ligação entre a região ativada e a região móvel de influência, não há dificuldades em estabelecer a relação existente entre ambos; por outro lado, quando esta conexão não se revela de modo claro ou próximo, como por exemplo em ocorrências intraplaca, não é fácil estabelecer o critério de classificação, levando, muitas vezes, a classificações errôneas ou ambíguas.

## 5. PROCESSOS DE INVERSÃO DO RELEVO E EVOLUÇÃO DE MORFOESTRUTURAS EM MARGENS CONTINENTAIS PASSIVAS

Em se tratando de margens continentais passivas, a fase de rifteamento e segregação continental conta com uma tectônica extensional atrelada à atuação de falhamentos normais. Não obstante, uma vez cessados esses processos que antecedem o início o estágio de deriva, consta-se nesses ambientes a inversão do campo de tensões, dando lugar a um regime compressivo, em especial quando atestada a ocorrência de orogênese na extremidade oposta a placa analisada (YAMATO et al., 2013; MARQUES et al., 2014; WHITNEY; HENGESH, 2015; GREEN et al., 2018). Desta forma, reativações podem afetar falhamentos normais, com uma cinemática de movimento diferente, se tornando reversas, por exemplo, o que caracteriza uma inversão tectônica (COOPER et al., 1989) ou inversão do sistema de falhas (VAN DER PLUIJM; MARSHAK, 2004).

A inversão tectônica não necessariamente produz relevo, podendo se limitar à deformação de estratos sem alça-los acima da elevação regional, o que caracteriza uma inversão parcial (COOPER et al., 1989). Estruturas de dobramento nas camadas sedimentares cretáceas da bacia intracontinental do Rio do Peixe, NE setentrional brasileiro, podem ser associadas a este caso (NOGUEIRA et al., 2015). Não houve nenhum soerguimento significativo da bacia e esta continua sendo uma zona de acumulação de depósitos aluviais recentes.

Em outras situações, a inversão tectônica pode ser total, alçando as bacias sedimentares instaladas em grábens intracontinentais e braços de rifte abortados para os níveis mais elevados da paisagem, desencadeando fases de exumação e trazendo à superfície rochas situadas anteriormente em profundidade (TURNER; WILLIAMS, 2004). A partir do momento que se tem soerguimento de antigos níveis deposicionais e criação de novos patamares de relevo, tem-se então a inversão tectônica do ou inversão morfotectônica (SHCHETNIKOV, 2017).

Alves *et al.* (2013) pontua que, em relação ao contexto de estudos morfotectônicos atuais, de modo similar as investidas em estudos explicativos acerca da inversão de relevo em detrimento da atividade endógena, uma ênfase importante também tem sido dada à modelagem da atividade exógena, em bacias sedimentares modernas, fomentando justificativas para os principais controles estruturais exercidos pelos riftes, em processos de sedimentação e erosão recorrentes na superfície.

Estudos relativos a evolução pós-rifte em margens continentais passivas, têm focado

especialmente, no rejuvenescimento do relevo relacionado a controles estruturais e litológicos, tanto em áreas de escarpamento, quanto em áreas de captação e divisores de drenagem. Para tal, a geomorfometria e seus métodos têm se mostrado essenciais, na análise de padrões espaciais na topografia do relevo, na morfologia de perfis longitudinais, na identificação de rupturas de declive (knickpoints, knickzones) e na análise morfoestrutural de lineamentos organização da rede hidrográfica.

Callegari et al. (2021) pontua que, morfologicamente, uma margem continental passiva é caracterizada, principalmente, pela existência de um acentuado escarpamento, situado próximo à costa ou no interior do continente. A maioria dos estudos que tratam da dinâmica e evolução de áreas de escarpamento em margens passivas, incluindo modelos numéricos do relevo, se concentram na geometria e evolução de escarpamentos localizados em áreas de divisor de drenagem continental ou nas adjacências.

### **5.1 Mecanismos de inversão do relevo em margens continentais passivas**

Para Bishop (2007), as margens continentais passivas são caracterizadas como bordas limítrofes de continentes oriundas do processo de separação de placas litosféricas rifteamento e expansão do assoalho oceânico. A origem dessas estruturas está atrelada ao processo de tectônica extensional, que antecede a ruptura continental e conduz o soerguimento de borda de riftes, propagando-se em direção ao interior do continente ao longo do tempo geológico. Salienta-se que este tipo de margens correspondem a um avançado processo de de extensão crustal, segregando o planalto interior da planície costeira (COCKBURN et al. 2000)

Conforme apontado por Luz (2015), diferentemente do tectonismo presente em áreas limítrofes das placas tectônicas, eventos tais como soerguimentos e magmatismo, não são facilmente compreendidos quando da ocorrência em regiões intraplaca. Dentro deste contexto, alguns modelos geodinâmicos são atribuídos para justificar a dinâmica evolutiva no interior de placas, sendo eles: *underplating* magmático; plumas do manto; fluxos laterais; células convectivas de pequena escala, retirada de material do manto por delaminação e/ou erosão, dentre outros.

Não obstante, Jelinek et al. (2020), complementa que a dinâmica evolutiva dos sistemas de rifte do Nordeste brasileiro ainda propicia bastantes discussões e suscita a criação de diversos modelos tectônicos para fins explicativos. Em linhas gerais, estes modelos apresentam a existência de superfícies de destacamento, controle estrutural herdado do

embasamento, variações de espessura crustal, *underplating*, comportamento mecânico entre crátons e orógenos, rotação de macro e micropalacas tectônicas e formas de propagação de riftes.

Na concepção de Indrevaer, Gabrielsen e Faleide (2017), através de análises da margem passiva escandinava, no decorrer da fase sin-rifte pode ocorrer pulsos de inversão tectônica e desenvolvimento de altos estruturais. Shchetnikov (2017), aponta uma observação análoga à anterior para a porção SW do sistema de riftes Baikal, onde é constatado que a inversão neotectônica de estruturas locais está implicada em soerguimento diferencial em determinados compartimentos da bacia sedimentar de Tunka. No lugar de uma paisagem típica de riftes ativos, com grábens comumente acomodando a atual deposição, essa bacia comporta relevos colinosos dissecados.

A propagação de *stresses* intraplaca a partir de zonas de deformação orogenética e dorsais meso- oceânicas é a razão central da inversão de bacias sedimentares em contexto de margens passivas. Evidências desse processo são constatadas nas margens Australiana (WHITNEY; HENGESH, 2015), Ibérica (HOLFORD et al., 2009), brasileira (MARQUES et al., 2014; MAIA; BEZERRA, 2015; VASCONCELOS et al., 2019), dentre outras.

Bodie e White (1995), a partir de observações na margem passiva Ocidental da Europa, competem ao *underplating* magmático o circunstância central da inversão das bacias mesozoicas. Os autores indicam que a entrada de magmas litosféricos de densidades distintas implicariam em soerguimento pós-rifte e exumação dos sistemas deposicionais instalados no Cretáceo. Destarte, tem-se o processo de inversão de relevo oriundo de esforços verticais litosféricos ao invés de horizontais, resultando, assim, em uma inversão epirogênica (PEULVAST; BÉTARD, 2015) em vez de morfotectônica.

Ambos os modelos de inversão tratados nos parágrafos anteriores são complementares em vez de excludentes. A importância relativa destes varia com a escala analisada e a dinâmica tectnomagmática pós-rifte do ambiente de margem passiva analisado.

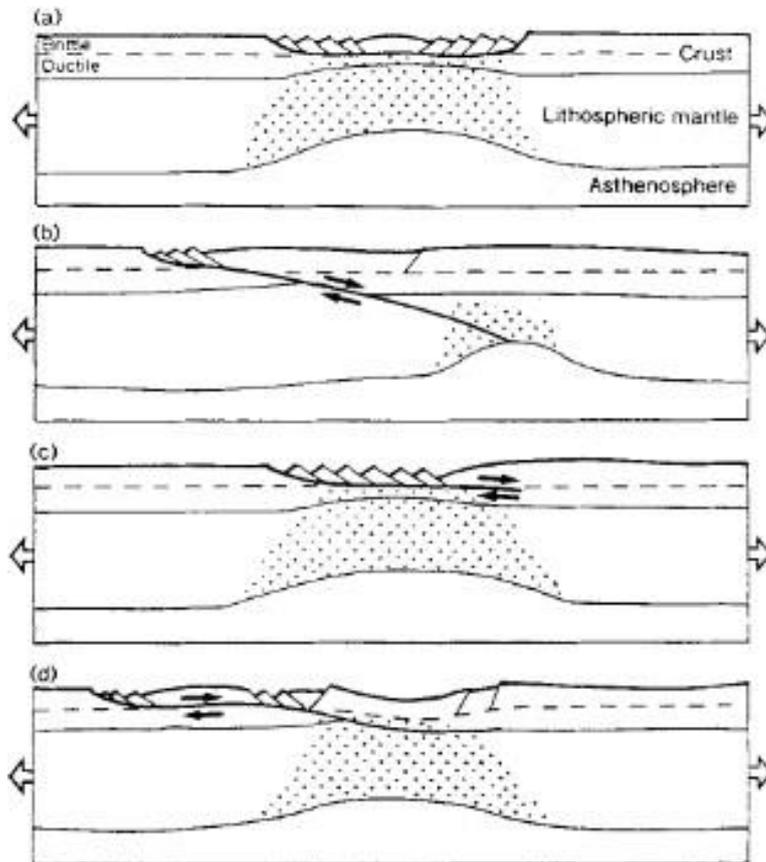
Partindo desse pressuposto, cabe aqui a contextualização de bacias marginais atlânticas, as quais possuem sua gênese ligada à fragmentação do supercontinente Gondwana, com posterior abertura do oceânico. Os mecanismos de separação entre os continentes africano e americano envolve a instalação de um sistema de rifteamento de idade jurássica e a evolução para bacias marginais passivas, respectivamente.

Pérez (2013), num estudo investigativo acerca do comportamento tectonoestratigráfico de bacias uruguais de margem continental, aponta a existência inúmeros

modelos propostos para explicar abertura do oceano atlântico sul (Figura 8), desenvolvidos sobre duas proposições principais: rifteamento por cisalhamento puro versus simples ou rifteamento ativo versus passivo. De modo objetivo, Corrêa (2009) aponta três principais modelos explicativos, que têm sido apresentados como mecanismos principais para a abertura do atlântico:

- 1) Domeamento térmico, propiciando um conseqüente adelgaçamento crustal (e.g. Asmus e Baisch 1983, Ojeda 1982);
- 2) Estiramento crustal com presença de anomalias térmicas correlatas Chang et al. 1992, Ussami et al. 1986);
- 3) Processos mistos, sejam em detrimento da existência ou inexistência de plumas mantélicas, heranças do embasamento e taxas distintas de estiramento na extensão da margem em desenvolvimento (Davison 2007, Gladczenko et al. 1997, Standlee et al. 1992, White e Mackenzie 1989).

**Figura 8:** Modelos de estiramento durante o estágio de rifteamento da margem passiva.



**Fonte:** Bott (2006) apud. Bott (1992) e Lister et al. (1991)

Para Summerfield (1991), os modelos evolutivos de margens passivas, devem fornecer explicações acerca do desenvolvimento de soerguimentos, fonte de sedimentos depositados em porções mais rebaixadas adjacentes a essas estruturas. A maioria dos modelos desenvolvidos (Macedo, 1989; Gilchrist e Summerfield, 1990, 1994;), buscaram, justamente, estabelecer relações entre a erosão de áreas continentais às deposições das bacias marginais.

## 5.2 Atividade sismotectônica no nordeste oriental brasileiro

Da década de 70 em diante, com o advento da cibernética atrelada à análise da morfologia terrestre, estudos relacionados à geologia estrutural e à geotectônica, cresceram significativamente, graças à consequente modernização de técnicas geomorfométricas. Além disto, uma outra questão chamava atenção de geocientistas da época: o desencadeamento de sismos na Região Nordeste, na década de 80, em especial, no município de João Câmara, no Rio Grande do Norte (Costa et al., 1989; Takeya et al., 1989; Moreira et al., 1990; Fernandes et al., 1991; Drews et al., 1991), onde investigações magnetométricas, gravimétricas e

sismológicas foram incorporadas à produção científica, na esperança de compreender fatores e condicionantes de tal fenômeno.

Conforme sumarizam Riccomini e Assumpção (1999), em linhas gerais, em relação ao comportamento tectonoestrutural da placa Sulamericana, o registro de falhas e fraturas que afetam depósitos sedimentares consistem em alguns dos principais indicadores da atividade tectônica quaternária no Brasil. Além disso, outras evidências geológicas compõem tal quadro investigativo, a saber: anomalias geoidais associadas a soerguimentos regionais e estruturas de liquefação sísmicas. Ressalta-se que os maiores picos de anomalia geoidal são reconhecidos na Província Borborema, seguido do Cráton de São Francisco, ambos na região Nordeste (RICCOMINI; ASSUMPÇÃO, 1999 apud. USSAMI et al., 1999).

O Nordeste oriental brasileiro é caracterizado por um mosaico de geoformas estruturadas por planaltos cristalinos e sedimentares, de cujos padrões morfoestruturais são fortemente afetados por zonas de cisalhamento Pré-Cambrianas herdadas do ciclo orogênico brasileiro, contando ainda com a existência de falhamentos cretáceos, associados à fragmentação da Gondwana Ocidental. Por sua localização se dá em um contexto de margem do tipo transformante na porção norte, e margem divergente a leste, a área exibe uma dinâmica evolutiva complexa, do ponto de vista morfoestrutural e morfotectônico pós-rifte (OLIVEIRA, 2019).

Na abordagem teórica clássica acerca da atividade morfotectônica nordestina, Mabeoone e Castro (1975) consideram que os padrões de relevo existentes na área, são produto do soerguimento regional oriundo da ruptura do supercontinente Gondwana, atrelado a flutuações climáticas cenozoicas. Este soerguimento teria sido responsável por desencadear a modelagem de sucessivas superfícies aplainadas rebaixadas e depósitos correlatos (KING, 1956) e a incisão de um padrão de drenagem centrífugo, modificando formas e processos geomórficos característicos da área (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004)

Diante do complexo contexto morfotectônico exibido pelo NE oriental, consta-se a existência de eventos de reativação tectônica cretácea (BEZERRA et al., 2007; BEZERRA et al., 2014; LIMA et al., 2017; VASCONCELOS et al., 2019), afetando principalmente segmentos de bacias marginais e coberturas sedimentares costeiras. Estudos atuais, motivados pela compreensão da evolução tectônica Cenozoica da área em epígrafe, têm identificado evidências desses processos, através de parâmetros morfométricos, que revelam-se, principalmente em padrões de drenagem e comportamentos de perfis longitudinais.

Conforme apontado por Torres (1994), a região sismotectônica do Nordeste abarca os Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Pernambuco, Alagoas e Sergipe, cuja maior

concentração de perturbações sísmicas focam, especialmente, na porção norte no Ceará, na porção nordeste do Rio Grande do Norte, e ao longo do Lineamento Pernambuco. Este último, consiste num dos principais componentes do arcabouço tectonoestrutural do Nordeste Oriental (Borborema), e que, como na maior parte dos soerguimentos/arqueamentos identificados no território brasileiro encontra-se atrelado à influência de setores dos Cinturões Orogenéticos antigos (ROSS et al., 2019).

## **6. A APLICAÇÃO DE ÍNDICES MORFOMÉTRICOS PARA IDENTIFICAÇÃO EVIDÊNCIAS DE TECTONISMO RECENTE NA PAISAGEM**

Com avanço das geotecnologias aplicadas a estudos da paisagem, trabalhos que tratam do viés tectônico em morfoestruturas, têm obtido êxito na caracterização de condicionamentos do relevo e da drenagem, a partir da aplicação de índices morfométricos, especialmente em se tratando da análise de sistemas fluviais através de assimetrias de canais ou padrões de drenagem anômalos.

De acordo com Oivedo (2015), as formas de relevo podem ser caracterizadas em termos de tamanho, elevação (máxima, mínima ou média) e inclinação (morfometria). Sendo essas, medidas quantitativas que promovem a comparação de diferentes geoformas e cálculos de parâmetros que podem ser úteis para identificar uma característica relacionada à atividade tectônica de uma área.

Desta forma, a utilização de índices geomórficos incorporados ao condicionamento morfotectônico em unidades de paisagem, têm sido cruciais para a compreensão acerca estágios evolutivos e demais interações da mesma como outros fatores condicionantes.

Uma vez constatada a ausência de dados de taxas de erosão que possam explicar evidências de processos de denudação superficial numa dada distribuição espacial, a quantificação de parâmetros morfométricos torna-se imprescindível para subsidiar estudo de evolução de processos morfogenéticos atuantes na dinâmica de esculturação das Paisagens.

### **6.1 Aplicação de modelos digitais de elevação para estudos de evolução pós-rifte**

Xiong et al. (2021) pontua que, por muitos anos, pesquisas geomorfológicas baseadas na análise digital do terreno (*Digital Terrain Analysis - DTA*), têm focado na perspectiva analítica da modelagem da morfologia de formas geomórficas. Mais recentemente, entretanto, assumiram papel preponderante neste sentido, as tecnologias inerentes ao SIG e ao sensoriamento remoto moderno, seja em escala global, local, ou mesmo em escala de fáceis,

por propiciarem uma percepção multiescalar do comportamento da superfície, no que concerne a modelagem de formas de relevo e unidades da paisagem.

Os autores complementam que, a expressão de formas de relevo baseadas em análise de DEM podem fornecer dados preliminares basilares à análise de variáveis externas, atreladas a feições geomórficas. Desta forma, no que concerne às métricas derivadas da superfície, os tipos de parâmetros do terreno são comumente diversificados e enriquecidos.

Em linhas gerais, um Modelo Digital de Elevação (DEM) corresponde a uma quadrícula de pontos plotados num plano cartesiano, cujos valores de elevação aproximados da real altitude da superfície, são atribuídos. Deste modo, por fornecer parâmetros de mensuração da superfície, os modelos digitais de elevação são comumente utilizados na geomorfometria moderna.

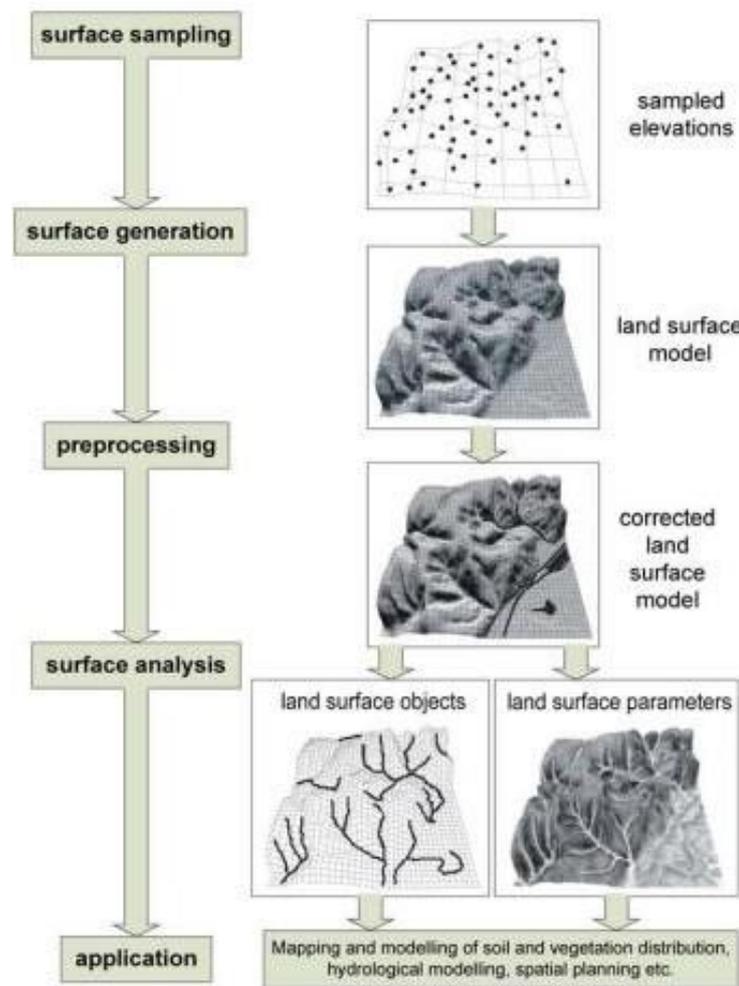
Na concepção de Florinsky (2017), vide releituras da vasta bibliografia geomorfológica, a geomorfometria é compreendida como a ciência que trata da modelagem quantitativa e análise da topografia da superfície terrestre e, conseqüentemente, as relações entre essa topografia e outras componentes do geossistema, sejam eles naturais ou superficiais. Desta forma, a quantificação da topografia através da modelagem do relevo, propicia também análises qualitativas, uma vez que fornece informações sobre formas e processos inerentes a paisagem, utilizando-se de parâmetros matemáticos para interpretar e compreender significados geográficos acerca da evolução das geoformas.

Para Sofia, Giller e Conway (2016), qualquer análise geomorfométrica consiste num processo de duas etapas principais: à priori, tem-se a obtenção de dados, de cujos a acurácia deve ser analisada (e se houve necessidade, ajustada), onde, posteriormente, tais dados precisam ser integrados a técnicas de modelagem, afim de compreender processos morfológicos e morfométricos inerentes a dinâmica da paisagem. Conseqüentemente os resultados atingidos pela análise dos dados obtidos, depende do objeto de estudo, dos métodos e técnicas empregados, etc.

Hengl e Reuter (2008, p. 6), ressaltam que para aplicações geomorfométricas, algumas etapas devem ser seguidas a partir de um DEM de entrada (Figura 9):

1. Mensuração das altitudes da superfície;
2. Confecção de um modelo de superfície a partir das altitudes obtidas;
3. Correção de erros e anomalias no modelo de superfície;
4. Derivação de parâmetros e formas da superfície terrestre;
5. Aplicação dos parâmetros e objetos resultantes;

**Figura 9:** Etapas da manipulação de um modelo digital de elevação (MDE) para futuras aplicações geomorfométricas.



**Fonte:** Hengl e Reuter (2008)

Desta forma, é consenso que a quantificação da topografia através da modelagem do relevo, propicia também análises qualitativas, uma vez que fornece informações sobre formas e processos inerentes a paisagem, utilizando-se de parâmetros matemáticos para interpretar e compreender significados geográficos acerca da evolução das geoformas. Para tal, torna-se indispensável o uso e manipulação de Modelos Digitais de Elevação (MDE ou o “DEM de entrada”), atrelado ao uso de métodos e técnicas pertinentes aos Sistemas de Informações Geográficas (SIG).

## 6.2 a sensibilidade dos sistemas fluviais às deformações tectônicas

Por sua sensibilidade às deformações, os sistemas fluviais registram em sua morfologia e morfometria a ocorrência dos processos de inversão de relevo, tanto em escala de bacia hidrográfica quanto na escala dos canais individuais. Conforme apontam Burnett e Schumm (1983), os sistemas de drenagem se configuram como o primeiro setor da paisagem sensível a quaisquer deformações tectônicas ocorridas no terreno, podendo implicar modificações no nível de base local.

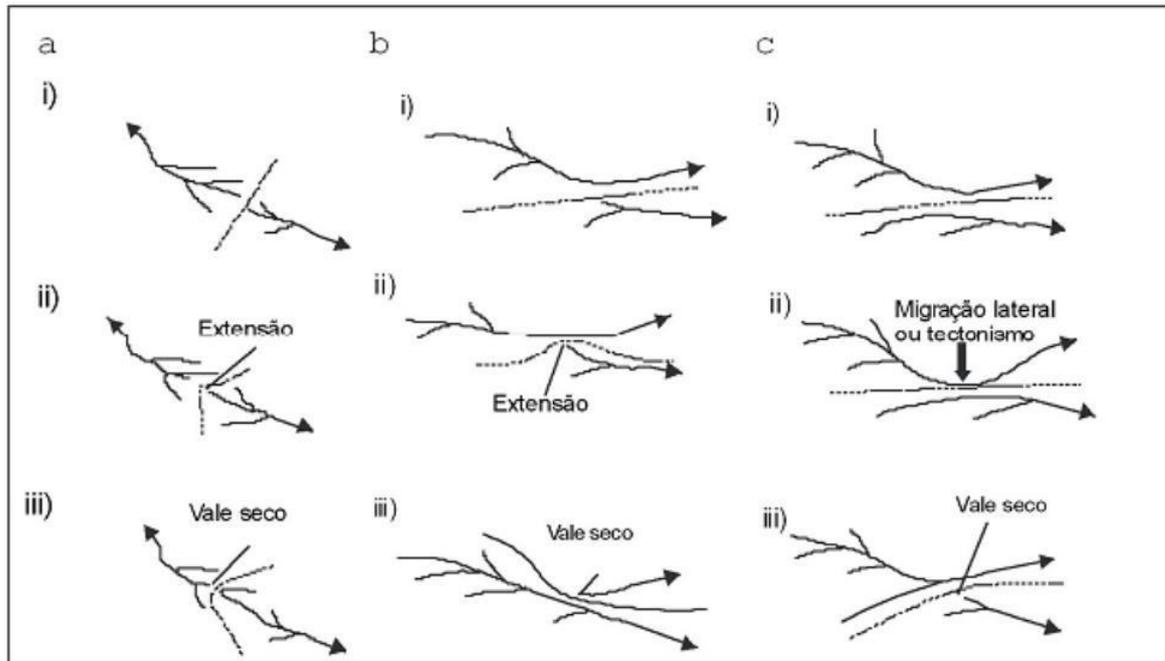
Na concepção de Wobus et al. (2006), somente a rede hidrográfica mantém de fato as suas conexões com as forças tectônicas, revelando-se, portanto uma ferramenta bastante útil no armazenamento de informações acerca de variações de taxas de soerguimentos crustais na dinâmica das paisagens.

Conforme apontado por Pasa (2013), existem diversos fatores que podem estar atrelados ao processo e evolução de capturas fluviais em geral. A migração dos divisores hidrográficos, processos de decapitação, desvio, formação do cotovelos de captura, recuo de vertentes, contraste de resistência e degradação litológica, a diminuição do volume de água e acréscimo de acúmulo de detritos, formação do vale seco, mudanças paleoclimáticas, consistem em exemplos conspícuos de processos relacionados à capturas de rios.

Neste sentido, Bishop (1995), complementa que esforços verticais do terreno, seja através da aplicação de forças horizontais ou mesmo verticais, implicam no rearranjo da drenagem, correspondendo a todos os processos atrelados à transferência de uma parte ou do todo de um sistema fluvial bem estabelecido para outro.

Conforme consta o modelo classificatório de Bishop (1995) para canais de leito rochoso, os processos de rearranjo fluvial podem ser de três origens: captura fluvial *strictu sensu*, desvio e decapitação (Figura 10):

**Figura 10:** Processos de capturas fluviais propostos por Bishop (1995). (a) captura fluvial *strictu sensu*; (b) Desvio; (c) Decaptação.



**Fonte:** Silva Santos (2010) apud. Bishop (1995)

As capturas fluviais *strictu sensu* desenvolvem-se quando um canal em uma cota mais baixa erode mais agressivamente do que outro localizado nas adjacências e captura sua descarga ao interceptá-lo, acarretando na transferência, tanto da área da bacia como de linhas de drenagem (BISHOP, 1995; OLIVEIRA, 2010). O rio que capta recebe é denominado captador ou beneficiário, ao passo que, a parte a montante de canal captado é intitulada de capturada ou decapitada (OLIVEIRA, 2010).

Os processos inerentes às capturas são intitulados ascendentes ou *bottom-up*, um vez que o canal captador atua ativamente na interceptação das drenagens próximas (BISHOP, 1995). A título de exemplo deste, tem-se processos ocorridos no sul dos Apalaches (PRINCE; SPOTILA; HENIKA, 2010), nos Gates Ocidentais (MANDAL; BURG; HAGHIPOUR, 2017) e em inúmeros trechos da passiva brasileira (TAVARES et al., 2014; LAVARINI et al., 2016; SORDI et al., 2018, dentre outros).

Em seguida, tem-se o processo de rearranjo apresentado por Bishop (1995) denominado desvio. Para este autor, o desvio se caracteriza pelo redirecionamento de um canal para outra bacia, através do rompimento de divisor atrelado à migração de canal, reativações tectônicas (inclinação ou domeamento) ou avulsões catastróficas oriundas de eventos de inundações de grande magnitude. O desvio, entretanto, está associado à processos descendentes ou *top-down*, uma vez que, aqui, é o canal interceptado que se propaga em direção ao canal interceptador, ao

contrário da captura fluvial strictu sensu (BISHOP, 1995). Tomando como exemplo deste, indícios de modificações do curso do rio Zambeze sugerem que o alto curso deste canal sofreu desvio por inclinação tectônica em direção à outro canal que hoje se constitui como o seu médio curso (GOUDIE, 2005).

Finalmente, tem-se a decaptação como o terceiro processo salientado por Bishop (1995), o qual consiste na assimilação da área de uma bacia hidrográfica por outra sem interceptação nas linhas de drenagem. Desta vez, a incisão fluvial não é mais o marco chave deste processo, mas sim, o que fica impetrado na paisagem é uma penetração gradual do divisor em uma bacia em detrimento do recuo lateral de escarpas.

Oliveira (2019), salienta que dos três modelos propostos por Bishop (1995), a captura fluvial é o menos excêntrico à paisagem. Seu significativo registro em margens continentais passivas promove uma compreensão imprescindível e satisfatória acerca da evolução da rede de drenagem e das formas geomórficas nestes ambientes. No que concerne à identificação do rearranjo fluvial em estudos geomorfológicos atuais, consta-se uma série de índices morfométricos que têm se mostrado satisfatórios na sua espacialização, de acordo com trabalhos desenvolvidos por (WILLET et al., 2014; PÉREZ-PEÑA et al., 2017; SORDI et al., 2018; ALVES et al., 2019).

Estudos desenvolvidos por Salgado, Cherem e Sordi (2018), alegam que, apesar das capturas fluviais ainda serem objeto de estudo pouco difundido em território brasileiro, esse cenário tem se modificado nos últimos anos, a partir de investigações aplicadas em grandes bacias fluviais não Amazônicas, onde tanto ocorrências, como possíveis feições correlatas a capturas fluviais foram sistematicamente estudadas.

Estes estudos apontaram, principalmente, que o nível de base, seguido da litoestrutura e da tectônica, constituem os fatores determinantes para ocorrência desses processos. Ademais, os mesmos indicaram ainda que bacias hidrográficas atlânticas estão pirateando áreas das ditas continentais – Paraná e São Francisco – e que essa pirataria acelera o recuo erosivo do escarpamento da margem passiva sul - americana. Destarte, foi possível inferir que capturas causam a dissecação da rede de drenagem capturada, invertem o fluxo dos canais logo a jusante e, por fim, promovem o rebaixamento geral do relevo pirateado (SALGADO; CHEREM; SORDI, 2018)

A título de exemplo, destacando-se na paisagem, tem-se o conspícuo escarpamento dos Gates Ocidentais, situado no leste da Índia, onde existe uma sucessão de vales decapitados, nos quais o truncamento não é fruto de falhamento ou incisão fluvial (KALE, 2010). Ao passo que o escarpamento move-se, partindo do oeste em direção ao continente, as cabeceiras de

drenagem das bacias que fluem para o planalto superior a leste vão sendo consumidas e suscitando vales decapitados (KALE, 2010). Num momento seguinte, os mesmos, são ocupados por pequenos canais desajustados em decorrência da perda de suas cabeceiras (KALE, 2010).

Uma vez estabelecida a importância do trabalho fluvial na construção e modelagem de paisagens, compreender a dinâmica dos rios ao longo do tempo geológico consiste na chave mestra da geomorfologia quantitativa. Destarte, modelos matemáticos de incisão fluvial são cruciais na atribuição de uma relação quantitativa entre perturbações tectono-climáticas e a evolução temporal da geometria do canal e da rede de drenagem (LAGUE, 2014).

### 6.3 Sinuosidade de Frente de Montanha

Escarpas situadas ao longo de margens passivas, correspondem ao desenvolvimento de estágios erosivos de antigas bordas de rifte, uma vez ativo num dado regime extensional (MONTEIRO; CORRÊA, 2020). Elucidar a evolução de escarpas localizadas em áreas de borda de magem continental passiva, têm se tornado um desafio para o geocientistas, sobretudo por concepções clássicas acerca da dinâmica das escarpas pouco abranger processos ocorridos em temporalidade recente (MARENT; VALADÃO, 2019).

Embora a conceituação de *Escarpa* ainda seja pouco discutida ou de difícil consenso, muitos autores relacionam a gênese das escarpas à dinâmica das vertentes, tornando assim o termo vago, por não atrelá-lo a parâmetros morfométricos cruciais na caracterização de escarpas, como comprimento, declividade e amplitudes topográfica, sendo essas características básicas para o entendimento de sua evolução (CRUZ, 1990).

Na leitura de Fairbridge (1968), escarpa deriva do termo escarpamento, oriundo das concepções de Hutton e Playfair, cuja etimologia remete a um abrupto relevo, uma falésia ou mesmo uma cuesta. Corroborando com tal leitura, Quinn (1968) também relaciona a escarpa como sendo parte do escarpamento, caracterizada como penhasco, falésia ou face rochosa de grande comprimento, de gênese erosiva ou estrutural. Mais tarde, à luz das contribuições de Ruhe (1975), a escarpa fora definida como uma vertente de grande declividade, que destaca em termos de gradiente, em relação a outras vertentes situadas a montante e a jusante.

De acordo com Baulig (1956), escarpa ou escarpamento, consiste numa borda de planalto que apresenta certa dissecação, festonada, desgatada, com avançadas saliências sob a forma de esporões, por vezes apresentando morros testemunhos à frente. O autor inclui ainda o papel da tectônica na elaboração de escarpas, referindo-se às escarpas de falha como

ressaltos topográficos que, uma vez entalhados por vales profundos em V, se decompõem em facetas trapezoidais, que quando erodidas, suscitam escarpas de linha de falha ressequentes ou obsequentes.

Atrelando à ação tectônica à morfodinâmica e fornecendo, dessa forma, uma noção mais cíclica no que concerne ao surgimento das escarpas de falha, Loczy e Ladeira (1981), apontam uma origem mista dessas estruturas, geradas pela combinação da ação tectônica e erosão diferencial. Em relação aos controles exercidos pelas linhas de falhas sobre essas estruturas, os autores destacam a existência de diversas categorias, que variam conforme o estágio de sua evolução, implicando na gênese de um relevo vide erosão diferencial.

Não obstante, promovendo um contraponto às concepções davisianas acerca do mecanismo de evolução das escarpas – através do processo de *'Wearing Down'* – Penck (1953), através de pesquisa sobre movimentos crustais e suas relações com as formas de relevo, se tornou pioneiro na busca da explicação sobre a gênese das escarpas. Destarte, seu enfoque fora direcionado para as variações da velocidade no aprofundamento dos talwegues, por meio da evolução de perfis de vertente, resultando num processo denominado de *"Wearing Back"* ou recuo paralelo.

Mais tarde, tomando como basilares os pressupostos de Penck, L. King (1962), lança a proposição de que, em regiões tropicais áridas, semiáridas e em savanas, no período seguinte ao soergimento isostático e aprofundamento da drenagem, as vertentes evoluíam através do processo de pediplanação, em escarpas com recuo paralelo. Desta forma, seria mantido um ângulo de declividade constante – o *'Knick'* – que variaria de 15° a 30°, sob influência de forças auxiliadas pela resistência e a estruturação do substrato litológico.

Em relação à compensação das forças tectono-erosivas, Birot (1955) pontuou que a esculturação do relevo terrestre é um produto do antagonismo de forças endógenas e exógenas, sem, entretanto, grande influência da dinâmica climática. Posteriormente, corroborando com as ideias de Birot, Schumm e Chorley (1966), através de investigações realizadas em escarpas do planalto do Colorado e seus processos de recuo, inferiram que essas formas geomórficas não dependiam estritamente de condições climáticas pretéritas, e sim do ritmo e velocidade de atuação diversos processos erosivos atuais, como intemperismo e quedas de blocos, ligados ao caráter estrutural do litótipo. Desta forma, através da análise de parâmetros morfológicos do substrato rochoso das escarpas, como porosidade, orientação e espaçamento das juntas, planos de contato de rochas diferenciadas, seu mergulho e direção e a ocorrência de afloramentos rochosos, foram fornecidos diagnósticos de maior precisão

acerca da dinâmica evolutiva das escarpas.

Já na concepção de Chorley (1984 et al.), mais uma vez o conceito de escarpa derivava da presença do escarpamento, associando a sua formação a processos erosivos, ou mesmo tectônicos, através de falhamentos controlados por diferenças litológicas. Desta forma, acreditavam que a manutenção de formas escarpadas situadas em vertentes, tinham sua ocorrência restrita à presença de cornija rochosa, ou através do controle de suas elevadas declividades por sistemas de fraturamentos.

Mais recentemente, alguns dos estudos acerca da dinâmica evolutiva das escarpas apontam para ocorrência do processo de recuo lateral contínuo (Vanacker et al., 2007; Salgado et al., 2014), ao passo que, outros trabalhos sugerem que tal evolução se dê por meio de incisão vertical em que capturas fluviais, acompanhadas pelo rearranjo da rede hidrográfica (Prince; Spotila; Henika, 2010; Gunnell; Harbor, 2010). Vale ressaltar ainda as considerações de Salgado et al. (2012), onde sugere-se que a evolução das escarpas, na verdade, se dá através da concomitância entre os processos de retração lateral (backwearing) e incisão vertical (downwearing).

Assim, uma vez que a maioria das escarpas apresentam feições planas ou levemente curvadas, torna-se pertinente a investigação do grau de modificação acarretado por processos erosivos, em estruturas tectônicas, a partir do *Mountain Front Sinuosity index* (Sinuosidade de Front de Montanha), configurando-se como um parâmetro morfométrico de fundamental importância para inferir o grau da influência tectônica e/ou dissecação em morfoestruturas (BULL; MACFADEN, 1977).

Tal índice torna-se de relevante análise em contexto de movimentações tectônicas verticais, uma vez que são estas as principais produtoras de faces de relevo predominantemente retilíneas, coincidentes com falhas e/ou fraturas ativas (El Hamdouni et al., 2008).

Estudos recentes que tratam da dinâmica de grandes escarpamentos, têm propiciado o desenvolvimento de diversos modelos teóricos, que visam promover uma melhor compreensão acerca da evolução de escarpas situadas em margens passiva, sobretudo quando tais modelos são incorporados a métodos geomorfométricos atuais. Uma das principais contribuições sob esta égide é suscitada por Marent e Salgado (2013), numa pesquisa realizada na vasta bibliografia geomorfológica, acerca da dinâmica evolutiva de escarpas de margens passiva, constatou algumas semelhanças principais nos modelos analisados, sendo elas:

- Em áreas continentais onde o escarpamento é mais protuberante implicam num comportamento denudacional de maior agressividade em vertentes oceânicas e de menor expressão nas continentais;
- Observação da evolução dos escarpamentos através de capturas fluviais, além da retração contínua e uniforme da escarpa.

Estudos desenvolvidos por Pérez-Pena et al. (2010), consistem num exemplo conspícuo do condicionamento estrutural do relevo atrelado a existência de capturas fluviais e trends estruturais regionais, a partir da aplicação do índice de sinuosidade de frente de montanha (Smf) e curvas hipsométrica, na região de Sierra Nevada. Os valores de Smf obtidos, revelaram que Sierra Nevada ainda é uma área tectonicamente ativa – em dois dos três setores analisados – no período Quaternário, e que, alinhada à presença de capturas fluviais demonstra influência de falhamentos ativos relacionados à ajustes isostáticos, no front de montanha em questão.

Citou-se o estudo de Pérez-Pena et al. (*op. cit*), em específico, por atrelar dois dos mesmos índices aqui utilizados – Sinuosidade de frente de montanha e Integral hipsométrica – em morfoestruturas formadas de antigos regimes colisionais compressivos, revelando anomalias estruturais tanto em setores elevados quanto em áreas de bacia, tal como propõe este estudo, demonstrando a influência de pulsos tectônicos cenozoicos em antigos compartimentos geomorfológicos. Outros trabalhos na mesma área também reforçam esta hipótese, acerca da alta atividade tectônica existente em Sierra Nevada (EL HAMDOUNI et al. 2008; FIGUEIROA; KNOTT, 2010)

#### **6.4 Identificação de rupturas de patamar**

Pritchard *et al.* (2009) caracteriza perfis longitudinais fluviais como áreas onde a elevação do curso fluvial é plotada como uma função da distância em relação ao comprimento deste, revelando trechos em que ocorreram rupturas de declive. Portanto, a elevação ao longo do canal fluvial é tanto controlada pela dinâmica tectônica, a partir de taxas de soerguimento como pela mediação do processo erosivo, ficando na dependência de outros fatores como litologia, vazão, etc.

Conforme aponta a literatura clássica (HOWARD, 1994; WHIPPLE; DIBIASE; CROSBY, 2013; LAGUE, 2014) em se tratando da dinâmica dos rios, em condições de equilíbrio, a taxa na qual ocorre o processo de incisão fluvial é diretamente proporcional do soerguimento crustal atuante. Desta forma a atuação da erosão fluvial, se torna um

produto da resistência litológica e da dinâmica climática (HOWARD, 1994; WHIPPLE;TUCKER, 1999) e que portanto quaisquer perturbações dessas condições, implicam em mudanças nas taxas de erosão fluvial, manifestadas a montante, ao longo de toda rede de drenagem.

Para a identificação de *knickpoints*, comumente, utiliza-se o índice de Hack (HACK, 1973) ou Relação Declividade-Extensão (RDE) (ETCHEBEHERE, 2004), o qual se relaciona a energia de um canal em um determinado trecho, sendo, portanto, sensível a alterações na declividade ao longo de um rio. Posteriormente, de modo a complementar a análise, tem-se a confecção de perfis longitudinais, os quais também mostram-se úteis na visualização das principais rupturas de patamar presentes na paisagem fluvial.

Os *knickpoints* consistem em rupturas de declive que ocorrem ao longo do perfil longitudinal, podendo ter sua gênese e desenvolvimento atrelados tanto à ação tectônica quanto à erosiva. Para Bishop *et al.* (2005), os *knickpoints* configuram-se como a chave para a compreensão das múltiplas respostas da paisagem ao ajuste do nível de base local, comumente perceptível em mudanças em fluxos de sedimentos e capturas de drenagem, refletidas em modelos numéricos da evolução da paisagem em larga escala.

Partindo deste pressuposto, cabe aqui destacar um método de fundamental importância para a análise do comportamento de perfis longitudinais, associando, principalmente, a existência de *knickpoints* a mudanças bruscas na inclinação do canal, em domínios de terrenos com indícios de atividade tectônica recente: o índice de inclinação normalizado do canal ( $K_{sn}$ ) desenvolvido por Wobus *et al.* (2006).

O  $K_{sn}$  se caracteriza por uma normalização do índice inclinação do canal ( $K_s$ ), cuja obtenção se dá a partir da relação entre o declive e a distância, onde uma é proporcional a potência fixa da outra (e.g., Hack, 1973; Flint, 1974; Howard e Kerby, 1983).

Conforme pontuado por Sordi *et al.* (2021), o  $K_{sn}$  ou índice de inclinação normalizado do canal, fornece subsídios para a comparação entre cursos d'água, identificando anomalias de declividade em setores de perfis longitudinais, destacando quebras de declive ao longo desses perfis, associadas ou não a *knickpoints*, *knickzonas* ou quebras de patamares de relevo.

Cabe destacar a principal aplicabilidade do modelo de incisão fluvial *Stream Power* (SPM), no que concerne a análise da evolução da morfologia de um rio, ao longo do tempo geológico, sendo assim capaz de fornecer subsídios a observação do comportamento de rios de leito rochoso em equilíbrio ou em estágio transiente (LAGUE, 2014).

## 6.5 Relação Distância de Fundo de Vale

Como elucidado previamente, na literatura existe uma gama de índices morfométricos que relacionam o relevo e/ou bacias de drenagem, à influência de pulsos tectônicos cenozoicos, sobretudo áqueles ligados à reativações pós rifte em contexto de margem continental passiva. Dentre estes, tem-se a Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV), índice este, que fora desenvolvido por Bull e McFadden (1977 apud. Wells et al., 1988), consistindo numa métrica aplicada em bacias de drenagem, tendo como parâmetros de comparação entre as alturas dos divisores de água do vale, em ambas as margens.

Na análise de Wells et al. (1988), frentes de montanhas ativas se caracterizam pela existência de vales em “V” e altos valores de RFAV, sendo esse um indicativo de atividade tectônica recente. Nota-se a relação deste índice com a dinâmica e evolução de escarpas erosivas, avaliada pela Sinuosidade de Frente de Montanha (Smf), sendo passível de correlação entre ambos valores relevados pela aplicação dos respectivos índices.

Trabalhos realizados por Barbosa e Hassui (2012), comprovam a eficiência da métrica RFAV na detecção de atividades neotectônicas em altos topográficos do grupo Barreiras, uma vez que os resultados da aplicação do índice revelaram grandes desníveis altimétricos entre divisores topográficos de lados opostos de bacias hidrográficas em concordância com outras evidências de atividade tectônica, atrelada ao comportamento de vales fluviais, como o encaixe de vales; recuo acentuado recuo de cabeceiras de drenagem e inflexões e controle estrutural de lineamentos.

A mensuração tem seu início com o estabelecimento de perfis topográficos dentro da bacia, os quais abrangem os divisores de ambas as margens, destacando os seus pontos cotados. Traçados os perfis, transversais a bacia, tem-se as informações necessárias para a obtenção de RFAV.

Conforme sugerido por Barbosa e Furrier (2011), o procedimento para a extração da Razão Largura/Altura de Fundo de Vale, pode ser segmentado em quatro estágios:

1° Estapa: São selecionados dois divisores topográficos, cujos pontos cotados se encontram em margens opostas da bacia, onde o critério de seleção desses pontos é a discrepância altimétrica identificada entre os divisores analisados. Salienta-se que, os pontos cotados dos divisores selecionados, devem traçar um perfil que cruze perpendicularmente o canal principal;

2° Etapa: Faz-se necessária a obtenção de Lfv (Largura de fundo de vale), cuja mensuração se dá pela distância entre as duas últimas curvas de nível de cada margem do canal;

3° Etapa: Tem-se o estabelecimento de Efv (Elevação de fundo de vale), sendo obtido através da extração do valor da última curva de nível antes do canal fluvial, o valor dessa isoípsa é o Efv;

4° Etapa: Finalmente, para o estabelecimento do RFAV, deve-se inserir os valores obtidos nas etapas anteriores, na equação correspondente ao índice (descrita anteriormente) e organizar os resultados numa tabela.

## 6.6 Integral hipsométrica

Proposta por Strahler (1952a) integral hipsométrica (ou curva hipsométrica), corresponde ao gráfico de representação de uma dada superfície, no qual a ordenada refere-se à altitude e a abscissa, à frequência acumulada ou à área em que a altitude é maior do que a altitude considerada. Desta forma, a área circunscrita na curva hipsométrica apresenta o somatório dos intervalos de área por altitude, correspondendo numericamente ao volume de material rochoso situado na superfície erosiva analisada, até o nível de base do rio.

De acordo com Strahler (1952b, 1964), os diferentes estágios evolutivos da bacia hidrográfica são representados por distintos padrões de curvas hipsométricas. Sendo desta forma, imprescindível aos estudos morfométricos, a análise da paisagem, por fornecer dados volumétricos acerca da carga de sedimentos oriunda de uma dada bacia de drenagem. Destarte, a integral hipsométrica tem-se mostrado um instrumento bastante sensível à forma da rede de drenagem de bacias de diferentes declividades.

Em relação ao rebaixamento do relevo pelo processo erosivo e sua representação na curva hipsométrica, infere-se que, na medida em que há o acúmulo da área, ocorre simultaneamente um grande decréscimo de altitude, representado por um patamar quando dominado pelo nível de base. Desta maneira, conforme há a aproximação dos pontos, ocorre modificações na declividade ou bruscas rupturas de declive (*knickpoint*), correspondendo a transposição de um evento erosivo recente, relacionado a pulsos tectônicos e mesmo transições de regime climático, se ajustando, dessa maneira, tanto a novos processos erosivos como também a um novo nível de base local.

A integral hipsométrica consiste numa ferramenta eficaz no que concerne a diferenciação de paisagens de regimes tectônicos estável e instável, pois se configura como uma forma de mensuração do grau de dissecação de uma bacia de drenagem. Uma importante característica da integral hipsométrica consiste na sua independência das diferenças no tamanho da bacia em relação ao relevo adjacente, uma vez a área e a elevação são plotadas

nas formas de função da área total e da elevação total. Desta forma, as bacias de drenagem analisadas, de diferentes tamanhos, podem ser comparadas entre si (OVEIDO, 2015)

Conforme apontado por Melo et al. (2021), a análise de integrais hipsométricas é fundamentada nos pressupostos teóricos de Davis (1899), que estabelece uma hierarquização cronológica e evolutiva acerca dos graus de denudação do relevo, sendo passível de identificação de ciclos erosivos, paleosuperfícies, além de estágios de dissecação de bacias hidrográficas.

Como um exemplo conspícuo dentre estudos morfodinâmicos que relacionam IH a paleosuperfícies, cabe destaque à proposta de Riffel (2005), num estudo de caso realizado em três bacias hidrográficas, limítrofes entre si, situadas no leste paranaense, que, investigando o processo de aplainamento de superfícies pelo trabalho fluvial, a partir da separação de segmentos côncavos na curva hipsométrica, mostrou-se possível modelar cada evento de aplainamento preservado na paisagem geomórfica.

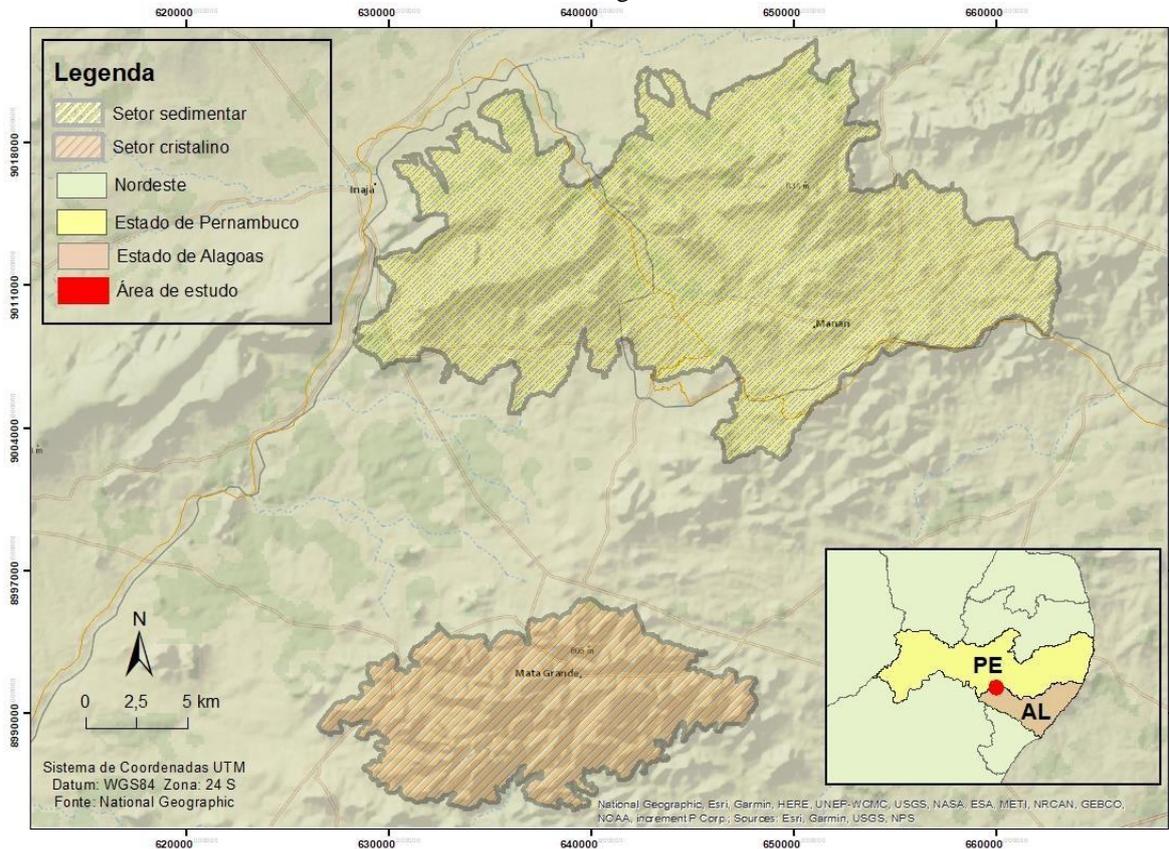
Com o estudo, a autora reforçou a assertiva de que a análise de curvas hipsométricas atrelada aos estágios evolutivos denudacionais em áreas de drenagem, corrobora com a compreensão da reconstrução de paleosuperfícies, consonante com as ideias de Davis e Gilbert, relacionadas as proposições de Strahler.

## **7. MATERIAIS E MÉTODOS**

A área alvo desta pesquisa se situa na porção meridional da bacia sedimentar do Jatobá, entre os estados de Pernambuco e Alagoas, NE Oriental do Brasil (Figura). Este setor abarca os municípios pernambucanos de Inajá, Jatobá, Manari, Petrolândia e Tacaratu, bem como o município alagoano de Mata Grande.

Em menor escala, a área em epígrafe encontra-se entre a borda meridional da bacia do Jatobá e a porção oeste do domínio Pernambuco-Alagoas, abarcando portanto diferentes morfoestruturas de litótipos sedimentar e cristalino, respectivamente. Em termos de morfoescultura, esta comporta o planalto homoclinal da bacia do Jatobá, mais precisamente a Serra do Parafuso e adjacências e a cimeira estrutural PE-AL, abarcando o Maciço de Mata Grande, que corresponde um dos pontos culminantes do Estado de Alagoas, situada a mais de 800m de altitude (Figura 11).

**Figura 11:** Localização da área de estudo, com destaque para os setores sedimentar e cristalino aqui investigados



**Fonte:** Elaborado pela autora (2022)

Em linhas gerais, os procedimentos técnicos-operacionais utilizados neste trabalho foram desempenhados através da aquisição atributos físicos da paisagem, tais como: geologia, geomorfologia, hidrografia e climatologia, os quais, posteriormente serviram como subsídios para análises morfológicas e morfométricas (majoritariamente), afim de avaliar as condições físicas do terreno e produzir diagnósticos acerca de perturbações tectônicas recentes e/ou estágios erosivos local.

Para se alcançarem os objetivos propostos, serão utilizados dois conjuntos básicos de procedimentos metodológicos: i) análise morfológica, no tocante tanto às formas de relevo como a rede de drenagem; e ii) análise morfométrica de bacias hidrográficas e da rede de drenagem. A análise morfológica se subdivide em dois procedimentos: i) extração de fotolineamentos estruturais; ii) Mapeamento morfoestrutural e geomorfológico.

Para as análises morfométricas, utilizou-se um Modelo Digital de Elevação (MDE) SRTM, com pixels de 30 m reamostrado para 12,5m. A extração de fotolineamentos estruturais foi feita com base na metodologia proposta por Radaideh et al. (2016), a qual consiste na confecção de modelos de relevo sombreado multidirecionais. Este método foi aplicado, utilizando o software ArcGis 10.4, através da ferrameta “hillshade”. Desta forma, utilizou-se

os azimutes de iluminação 45° e 90°, para realçar os fotolineamentos de feições negativas, e azimutes 315° e 360°, no realce de feições positivas (GONÇALVES; FONSECA; CORREA, 2017).

Para a elaboração do mapeamento morfoestrutural e geomorfológico, identificar-se-á em ambiente SIG os grandes compartimentos morfoestruturais, os quais herdam uma herança tectonoestrutural comum relacionada aos principais eventos de reativação Pré-cambriana e Cretácea, bem como de deformações pós-rifte. Estes, por sua vez, serão subdivididos em unidades geomorfológicas. A identificação destas últimas seguirá o princípio da homogeneidade interna, isto é, a partir de análise consorciada de diferentes elementos (litologia, solos, altimetria, rugosidade, declividade etc.) e se o que é visualizado constitui alguma forma de relevo recorrentemente citada na literatura regional (TAVARES et al., 2014).

A análise morfométrica dos sistemas fluviais será realizada a partir de um conjunto de índices geomórficos selecionados da literatura especializada, os quais serão trabalhados após compartimentação em sub-bacias da drenagem regional. De antemão, inferiu-se que os métodos aqui utilizados demonstraram-se eficientes e aplicáveis, destacando o potencial de técnicas geomorfométricas.

Destarte, tendo em vista que o objeto do estudo proposto consiste na investigação da relação entre o comportamento do relevo para com bacias de drenagem em detrimento de processos erosivos e/ou tectônicos recentes, através de parâmetros morfométricos, três índices serão utilizados para subsidiar tal análise: KSN, SFM, IH e RFAV.

Para quantificar o Índice de Declividade Normalizada dos Canais ( $K_{sn}$ ), utilizou-se o pacote TopoToolBox por meio do software Matlab 2020b (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014). Esse pacote também foi utilizado para extrair as bacias de 5ª ordem. O índice é representado pela seguinte equação:

$$S = K_{sn}A^{-\theta_{ref}}$$

Sendo S a declividade local dos canais fluviais, A representa área de drenagem,  $K_{sn}$  é o intercepto da regressão e  $\theta_{ref}$  se refere a concavidade de referência. Para facilitar a comparação de  $K_{sn}$  entre diferentes paisagens, utilizou-se aqui uma concavidade de 0,45 (WOBUS et al., 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012). Esse índice foi derivado a partir do método chi que normaliza a distância da cabeceira pela área de contribuição a montante, obtendo a declividade dos canais independentemente do DEM (PEIFER; CREMON; ALVES, 2020; PERRON; ROYDEN, 2013). O  $K_{sn}$  permite a comparação da declividade dos canais em diferentes áreas

de drenagem. Altos valores de  $K_{sn}$  denotam altas taxas de denudação, soergimento tectônico ou erodibilidade de rochas, enquanto baixos valores representam completamente o oposto (PEIFER; CREMON; ALVES, 2020).

Vale salientar que a equação fornece uma expressão que pode ser usada para calcular o índice de inclinação de canal dada a inclinação e a área a montante para um ponto específico em um canal, porém não está claro o que  $K_s$  representa em termos de soergimento e erosão. Por esta razão, faz-se necessário o resgate o modelo de potência de incisão de canal (Howard & Kerby, 1983; Howard et al., 1994; Whipple & Tucker, 1999), que consiste na proposição de que a taxa de erosão,  $E$ , de um rio em qualquer ponto é proporcional para a área a montante,  $A$ , e inclinação,  $S$ , elevada pelos expoentes positivos  $m$  e  $n$  respectivamente. Ademais, tem-se a introdução de uma constante de erosão ( $K$ ), correspondendo aos impactos locais atrelados a condicionantes climáticos, hidráulicos, litológicos e de carga de fundo, em relação ao processo erosivo, resultando na métrica abaixo:

$$E = K \cdot A^m \cdot S^n$$

Conforme a ponderação original de Howard & Kerby (1983), em relação as métricas desse modelo, a taxa de erosão fluvial em longo-termo é descrita por  $E$  (em  $m \cdot y^{-1}$ ), sob a forma de função potencial, com  $m$  e  $n$  como expoentes positivos da área de contribuição situada a montante  $A$  (em  $m^2$ ), da declividade do canal, representada por  $S$  (adimensional, pois corresponde a  $m \cdot m^{-1}$ ) e do coeficiente de erodibilidade  $K$  (em  $m^{1-2m} \cdot y^{-1}$ ).

Assim, a métrica  $K_{sn}$ , somada as clássicas métricas de Gilbert, correlaciona a declividade do canal de drenagem normalizada pela área de drenagem à montante utilizando como parâmetro concavidade  $\theta$ . Esta correlação reflete matematicamente os diferentes contrastes erosivos numa dada distribuição espacial.

Em se tratando da análise do comportamento morfotectônico de escarpas de falha, o *Mountain Front Sinuosity*, é expresso pela relação abaixo:

$$S_{mf} = L_{mf} / L_s$$

Onde  $L_{mf}$  corresponde ao comprimento da frente da montanha, cuja mensuração se dá ao longo da base onde ocorre mudança de declividade; enquanto  $L_s$  diz respeito ao comprimento, em linha reta, da face do relevo (Bull e Mc Fadden, 1977).

Para Oliveira et al. (2018), a partir da relação expressa pelo  $S_{mf}$ , pode-se atribuir valores entre 1 e 1,1 para perturbações tectônicas intensas, entre 1,1 e 1,5 para atividades

moderadas e, para valores que ultrapassam 1,5, associa-se à inexistência de atividade tectônica. Ou seja, de modo geral, assume-se que quanto mais próximo a 1 for o Smf, mais ativo é o tectonismo no front, ao passo que, quanto mais distante de 1 for o valor obtido, maior é atuação de processos denudacionais no front da escarpa.

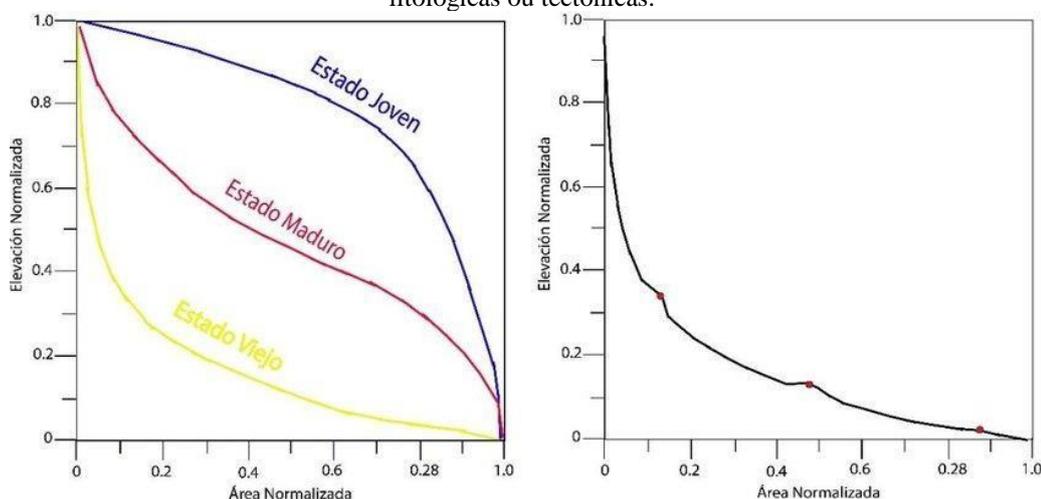
Para a análise dos estágios erosivos em unidades de Paisagem, onforme apontam Pike e Wilson (1971), a integral hipsométrica é fundamentada pela seguinte equação:

$$Hi = (hmed - hmin) / (hmax - hmin)$$

Onde Hi equivale ao valor da integral hipsométrica e hmax, hmin, e hmean, correspondem as elevações máxima, mínima e média da área da bacia de drenagem mensurada, respectivamente. Destas métricas, as alturas mínima e máxima são obtidas diretamente topográficos. Já a elevação média, é obtida através de uma amostragem aleatória de no mínimo 50 pontos extraídos do modelo digital de elevação de referência (DEM), para que então seja calculada o valor médio da elevação (AHMAD; BATH, 2012).

Assim, a integral hipsométrica (IH) descreve a curva de distribuição de elevação do terreno de uma determinada bacia hidrográfica através da frequência acumulada das altitudes, conforme observa-se na figura abaixo:

**Figura 12:** Representação da integral hipsométrica. À esquerda: Formas possíveis das curvas de integral hipsométrica e seus respectivos estágios erosivos. Amarelo: estado antigo, Vermelho: estado maduro, Azul: estado jovem. À direita: Exemplo de integral hipsométrica com inflexões, que podem ser devido a mudanças litológicas ou tectônicas.



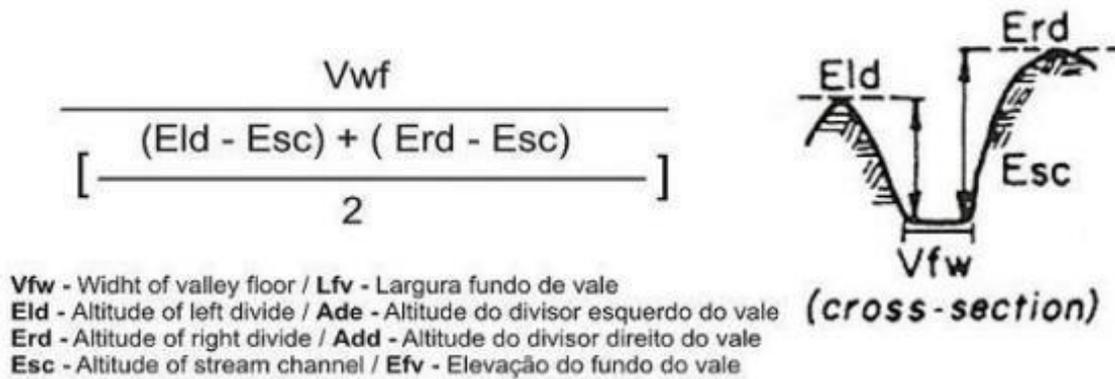
Fonte: Sepúlveda (2019)

A partir dessa análise, três estágios evolutivos do relevo: curvas convexas com valores de  $Hi > 0,60$  representam terrenos pouco rebaixados, predomínio dos processos tectônicos e superfícies evolutivamente mais jovens; curvas côncavas e com valores de  $Hi > 0,40 =$

terrenos rebaixados e mais antigos; valores de  $H_i$  variando entre 0,40 e 0,60 e caracterizado pelo equilíbrio entre os processos erosivos e tectônicos = curvas quase retilíneas ou em forma de “S” (STRAHLER, 1952)

Por último, tem-se a aplicação do índice Relação Fundo/Altura de Vale, para fins de investigação do comportamento morfotectônico em bacias de drenagem, a técnica RFAV utiliza a medida de Ade (altura do divisor esquerdo do vale) a Add (altura do divisor direito do vale), da Lfv (lagura de fundo do vale) e da Efv (elevação de fundo do vale). A relação desenvolvida pelas métricas analisadas, é descrita abaixo (Figura 12):

**Figura 13:** Métricas relacionadas ao índice Relação Fundo/Altura de Vale (RFAV).



**Fonte:** Bull and McFadden (1977) apud. Wells et al. (1988)

Onde:  $L_{fv}/V_{fw}$  faz menção a lagura de fundo do vale,  $A_{de}/E_{ld}$  corresponde a altitude do divisor esquerdo do vale,  $A_{dd}/E_{rd}$  equivale a altitude do divisor direito do vale e  $E_{fv}/E_{sc}$  diz respeito a elevação do fundo do vale.

O quadro abaixo sintetiza cada um desse índices e suas respectivas aplicabilidades neste trabalho:

**Quadro I:** Índices morfométricos utilizados e suas respectivas aplicações nesta pesquisa

Índice	Aplicabilidade nesta pesquisa	Autor(es)	Relação expressa
Índice de inclinação de canal normalizado ( $K_{sn}$ )	Caracterização do perfil longitudinal das subacias analisadas e fornecer medidas quantitativas da taxa de soerguimento relativo e/ou erosão.	Wobus et al. (2006)	$S = K_{sA} - \theta$
Sinuosidade de frente de montanha ( $S_{fm}$ )	Demonstração do balanço entre processos tectônicos e erosivos, sejam propulsores de uma frente de montanha sinuosa ou uma proeminete escarpa retilínea, através de	Bull and McFadden (1977)	$S_{mf} = L_{mf}/L_s$

	movimentos crustais verticais, majoritariamente.		
Integral hipsométrica (Ih)	Representação dos diferentes estágios evolutivos da bacia hidrográfica, representados por meio de distintos padrões de curvas hipsométricas.	Strahler (1952)	$H_i = (h_{med} - h_{min}) / (h_{max} - h_{min})$
Relação Fundo/Altura de Vale (RFAV)	Deteção de pulsos tectônicos recentes e/ou dinâmica denudacional, a partir da discrepância altimétrica entre os divisores topográficos em ambas as margens do canal fluvial.	Bull and McFadden (1977) apud. Wells et al. (1988)	$Lfv / (Ade - Add) + (Add - Efv) / 2$

**Fonte:** Elaborado pela autora (2022)

Uma vez que cada um dos índices morfométricos tenha sido explicado em detalhes em subcapítulos próprios da revisão de literatura inerente à esta pesquisa, o enfoque aqui será dado à aplicabilidade dos mesmos no trabalho proposto, dispensando assim detalhamentos de cada uma dessas métricas.

Após a análise morfológica e morfoestrutural, a partir da elaboração dos mapeamentos geomorfológico e geológico, respectivamente, realizar-se-á a extração das subbacias de drenagem presentes na área de estudo delimitada. Para tal, fará-se a utilização dos softwares ArcGis 10.4 e Matlab, sendo o primeiro utilizado através da extensão ArcMap, para a vetorização de geoformas, elaboração de perfis topográficos, identificação de domínios geológicos e estruturas, e aplicação de índices morfométricos em ambos os planaltos analisados. Já o Matlab, será voltado para a extração das subbacias e dos índices morfométricos que objetivam identificar anomalias em perfis longitudinais.

De modo sucinto, cabe aqui destacar o papel de cada um dos softwares utilizados e de suas aplicabilidades nesta pesquisa. Com a utilização dos modelos digitais de elevação (DEM) para modelagem de formas e processos superficiais, bem como reconstruções da dinâmica da paisagem, a partir da identificação de anomalias topográficas, por exemplo, trabalhos envolvendo análises espaciais automáticas têm crescido significativamente.

Conforme apontado por Schwanghart e Scherler (2014), desde que fora desenvolvido, no ano de 2010, o TopoToolbox, um código correspondente ao conjunto de ferramentas no MATLAB para análise da superfície terrestre, tem contribuído com a produção de estudos geomorfométricos, através da quantificação de parâmetros matemáticos em interação com unidades de Paisagem. Dentre as diversas aplicações na geomorfologia moderna, o processamento e manipulação de DEM através do MATLAB, encontra-se estritamente

relacionado à geomorfologia tectônica (Shahzad; Gloaguen, 2011; Scherler et al., 2013)

Desta forma, através do método de extração automática de parâmetros físicos das subbacias, é possível obter diagnósticos acerca da dinâmica superficial e do comportamento da topografia do terreno, frente a regimes tectônicos atuais. Destarte, foi necessária a obtenção do shapefile da rede de drenagem e o Modelo Digital de Elevação (DEM), os quais serão manipulados primeiramente no ArcGIS, em seguida no MATLAB. Com o programa obtêm-se as relações da Lei de Horton e parâmetros físicos para cada sub-bacia dos limites da bacia do Moxotó.

A caixa de ferramentas *Hydrology* consiste num conjunto de algoritmos do *Spatial Analyst* para análise hidrológica no ArcGIS. Essas ferramentas para extração de uma rede de drenagem a partir de um ALOS PALSAR 12,5m. A partir dessas ferramentas, se dará a obtenção de direção e acumulação de fluxo e hierarquia de drenagem, bem como técnicas de correção e otimização de MDE em áreas de bacia hidrográficas.

O índice de declividade do canal normalizado (KSN) e a integral hipsométrica (IH), foram aplicados tanto em escala de área como em escala de bacia, já a sinuosidade de frente de escarpa (S<sub>mf</sub>), como o próprio nome sugere, limitou sua aplicabilidade apenas escarpas dos planaltos.

Em relação aos dois primeiros índices supracitados, a S<sub>mf</sub> se difere na execução, por ser basicamente todo manual. Seu desenvolvimento se dá, primeiramente, a partir da extração automática de curvas de nível, onde será delimitada àquela correspondente ao ponto cotado da escarpa. Posteriormente, tem-se a secção dessa curva em partes menores – através da ferramenta *Split* no ArcGis – seguida da mensuração da sinuosidade do trecho (L<sub>mf</sub>) analisado em relação a uma linha reta de comprimento correspondente (L<sub>s</sub>). Desta forma, a partir divisão de extensão (em metros) entre os dois trechos – o reto e o sinuoso – tem a sinuosidade total (S<sub>mf</sub>), e assim, sucessivamente, sendo o mesmo processo repetido em trechos derivados menores, para fins de melhor acurácia dos resultados. Os valores obtidos serão plotados numa tabela do Excel, para fins de análise de trechos onde há maior influência tectônica (Escarpas retilíneas <1,5) ou maior ação erosiva (Escarpas sinuosas >1,5).

Desta forma, os valores obtidos a partir da aplicação de S<sub>mf</sub>, atrelados à análise integrada com características litológicas e estruturais, possibilitam a obtenção de sucesso num dos objetivos aqui proposto, que é compreender quais fatores podem condicionar a morfologia do front das escarpas de planaltos sedimentar e cristalino supracitados, para posteriores fins de comparação de suas dinâmicas.

De modo análogo à aplicação do índice de Sinuosidade de Frente de Montanha, a

métrica Relação Fundo/Altura de vale, igualmente pode ser executada por comandos da caixa de ferramentas ArcGis 10.4. Em suma, irão ser traçados perfis topográficos, transversos a área de drenagem da subbacias analisadas, destacando os pontos cotados de cada margem, afim de captar discrepâncias altimétricas nos divisores topográficos, que podem estar relacionados à influência de pulsos tectônicos recentes.

Ainda no tocante à análise geomorfométrica, será estabelecida uma comparação entre as cotas topográficas dos dois planaltos aqui investigados, uma vez que, mesmo apresentando litologias diferentes e expostos a uma mesma dinâmica climática, encontram-se alçados a um nível semelhante na superfície, afim de compreender os mecanismos que sustentam essas topografias. Para tal, objetiva-se a confecção de perfis topográficos, a utilização dos índices Ksn e da integral hipsométrica (Ih), para as áreas de vale e de captação das subbacias localizadas nas adjacências, respectivamente.

Ademais, frisa-se que a aplicação do índice de declividade normalizado (ksn) direciona-se à na análise das diferenças em morfologias e dinâmica erosiva dos vales adjacentes aos planalto sedimentar e cristalino, afim de compreender sua evolução ao longo prazo mediante a ação de distintos condicionantes morfoestruturais ativos e passivos.

Destarte, espera-se que a compilação dos dados obtidos possa corroborar para uma melhor compreensão acerca de condicionamento geomorfométrico do terreno, uma vez que o levantamento de parâmetros morfométricos contribui para o entendimento da paisagem, tanto quanto respostas superficiais aos pulsos tectônicos e/ou processos denudacionais tanto como para a dinâmica e circulação de energia dentro de uma bacia hidrográfica.

## **8. RESULTADOS E DISCUSSÕES**

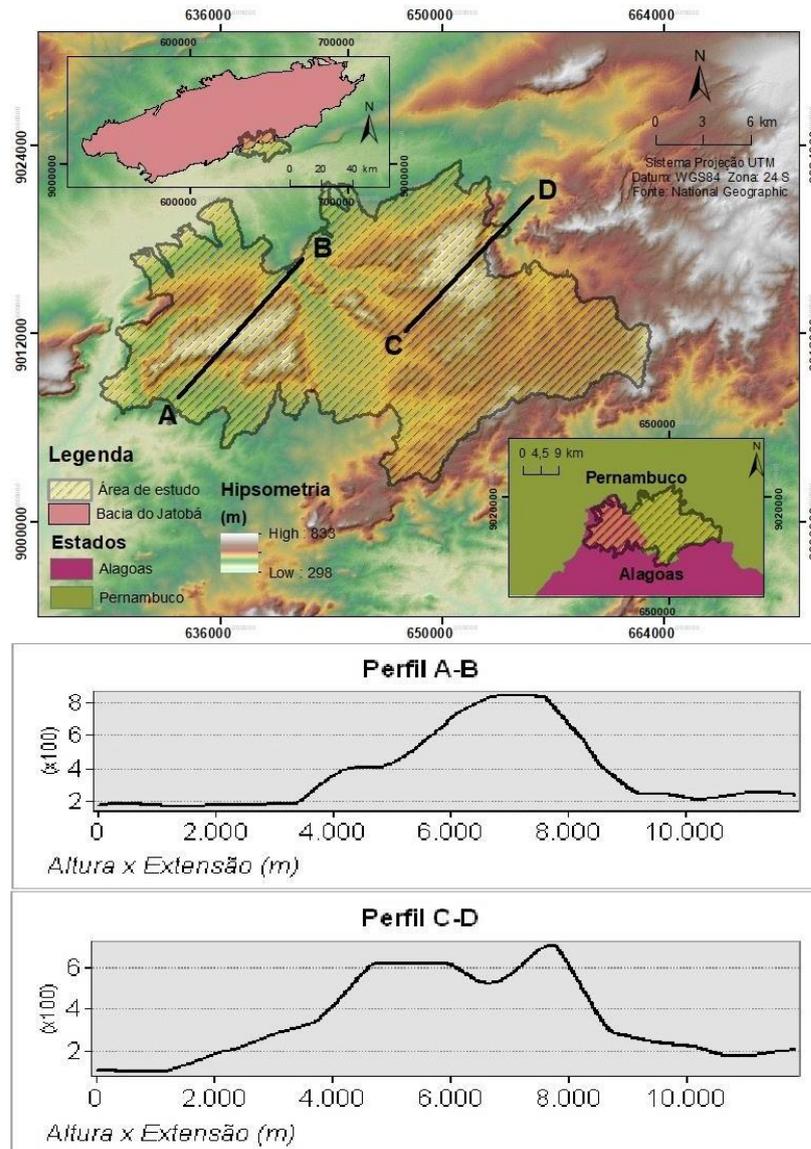
### **8.1 Patamares de relevo e anomalias topográficas**

Torna-se interessante destacar topografias anômalas registradas em trechos Leste e Oeste do planalto sedimentar do Jatobá, uma vez que os blocos se encontram alçados no mesmo nível ou mesmo além da superfície regional. Conforme analisado por Corrêa et al. (2010), este relevo escarpado, constitui um compartimento contíguo com os Maciços Remobilizados do Domínio Pernambuco Alagoas, equiparando-se às superfícies de cimeira dos mesmos. Tal observação reforça a hipótese de possível tectonismo recente ou aspectos litológicos que expressem diferentes graus de resistência, que condicionam a manutenção da topografia elevada e da escarpa erosiva do planalto do Jatobá.

O traçado de perfis topográficos (Figura 14) possibilitou a identificação e

individualização dos setores de front, escarpa, reverso que caracterizam um planalto do tipo homoclinal. Posteriormente, utilizou-se a aplicação dos índices morfométricos supracitados em tais unidades, revelando possíveis influências tectônicas ou transições litológicas de níveis de resistência distintos.

**Figura 14:** hipsometria da área de estudo e perfis topográfico, onde é possível observar setores de cimeira, front e reverso da escarpa.



**Fonte:** Elaborado pela autora (2022)

De acordo com esses perfis, observou-se uma certa concordância com o que já havia sido inferido a partir de análises de MDE's e observações de campo: as cimeiras dos planaltos são planas e pouco dissecadas. A conservação do topo dessas estruturas, apontam para uma obliteração impulsionada por possíveis reativações tectônicas, uma vez que, por possuir uma litologia de natureza friável, planaltos sedimentares possuem altos níveis de dissecação, quando

submetidos a ação de processos intempéricos por longos períodos.

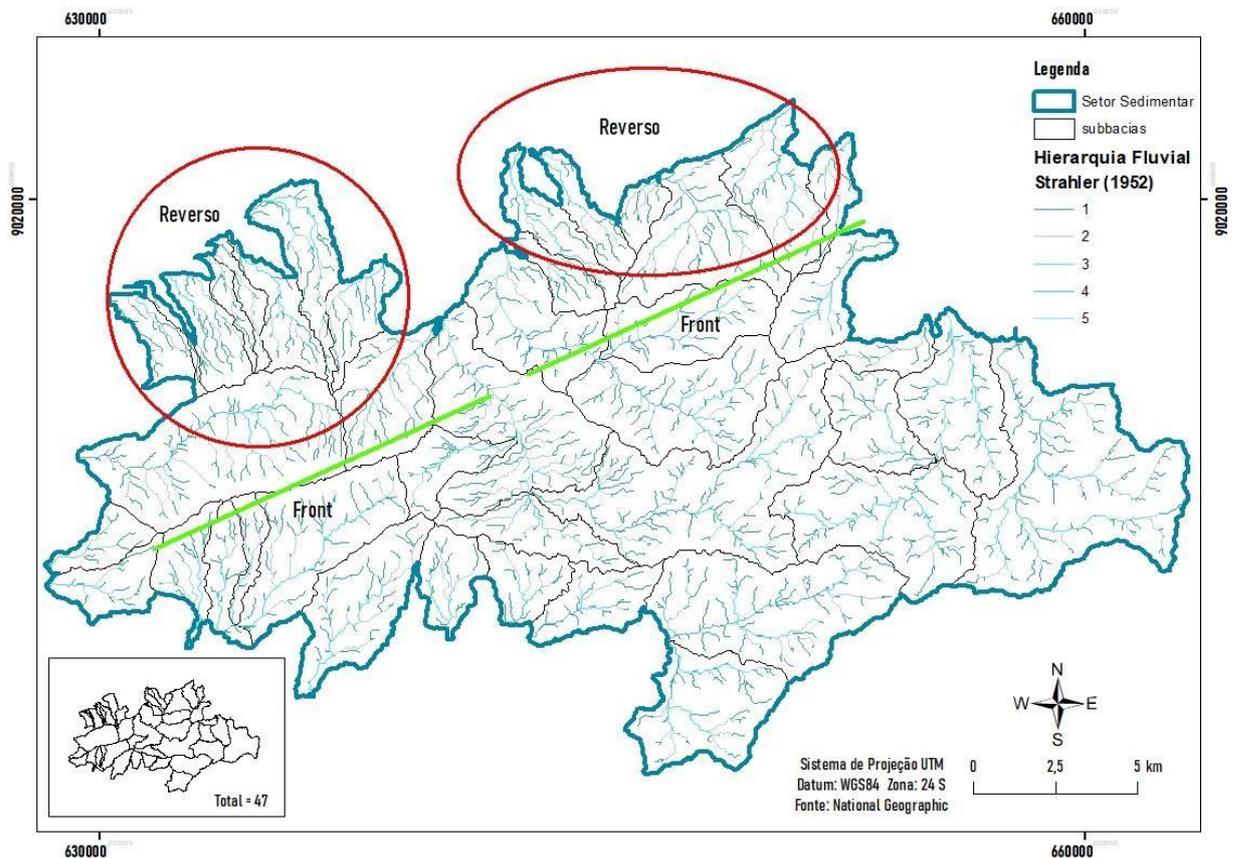
Conforme apontado por Maia e Bezerra (2016), em processos de inversão de relevo antigas áreas de agradação podem ser alçadas a elevadas cotas altimétricas, transformando áreas rebaixadas em altos topográficos. Destarte, níveis sedimentares preservados situados sobre superfícies elevadas podem configurar indicadores cruciais de processos de inversão de relevo, na medida em que constituem um antigo nível de base deposicional. Tal observação pode-se aplicar às cimeiras conservadas e soerguidas sobre os planaltos constituintes da escarpa aqui estudada.

Um outro ponto observado na individualização dos patamares identificados, foram suas correspondências com kinckpoints existentes na área. Na concepção de Monteiro et al. (2014), a partir da quantificação de rupturas de gradientes, é possível uma identificação mais objetiva dos patamares de relevo através dos valores de anomalias encontrados, os quais podem indicar influências tectônicas ou litoestruturais.

## **8.2 Análise das subbacias e anomalias em padrões fluviais**

Com a delimitação da área de estudo e a hierarquização de canais fluviais, revelaram-se drenagens até a 5<sup>o</sup> ordem de grandeza (figura 15), indicando extensas áreas de contribuição para manutenção de tais canais. Conforme apontado por Manoel e Rocha (2014), ter ciência da hierarquia fluvial é fundamental na identificação de variações e possíveis rupturas de declive nos perfis longitudinais dos rios – tal como indicam os resultados do presente trabalho – além da ocorrência de confluência de rios caudais expressivos, isto é, quando existe confluência de cursos d'água com ordens hierárquicas de alta discrepância entre si.

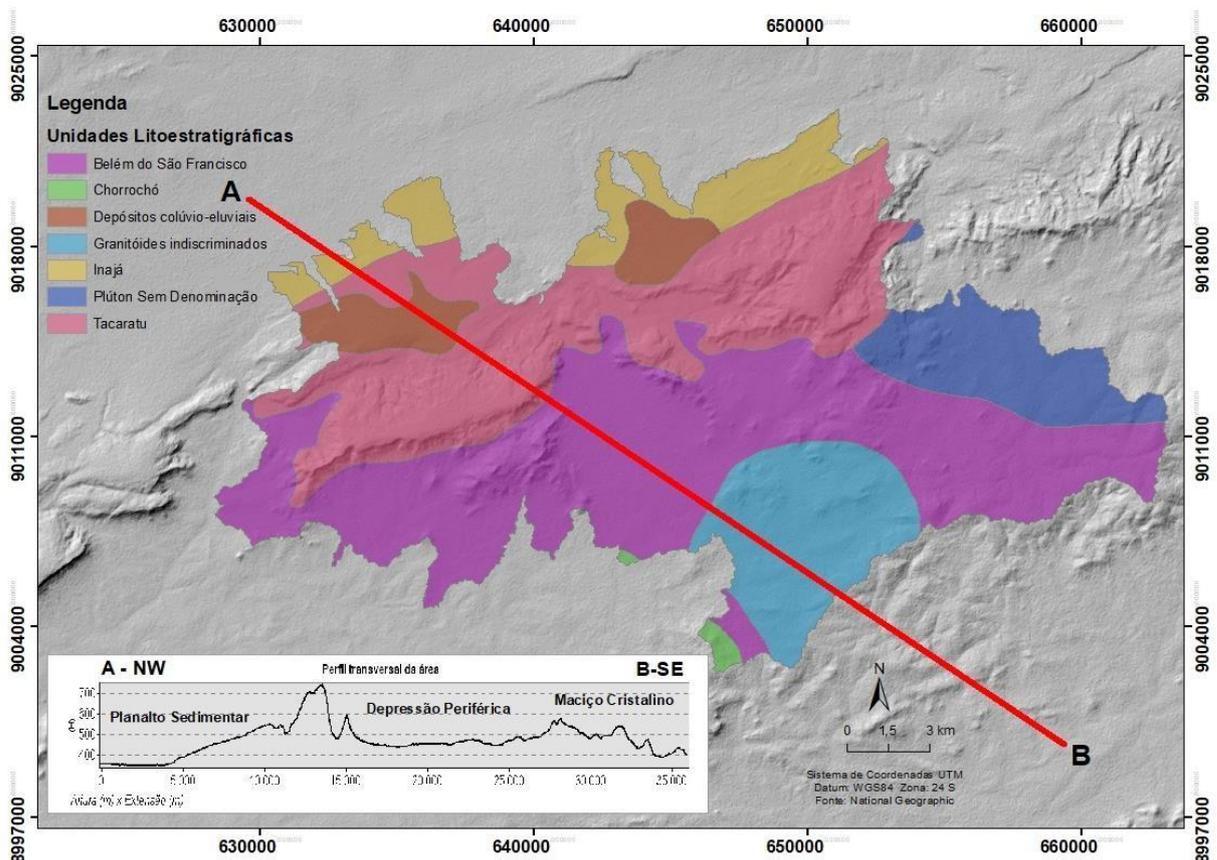
**Figura 15:** Hierarquia fluvial das subbacias que drenam a área de estudo



**Fonte:** Elaborado pela autora (2022)

Para Barbosa et al. (2013), o condicionamento estrutural de subbacias adquire maior relevância quando o substrato litológico é homogêneo nas bacias analisadas. Quando ocorre desse modo, as anomalias são consideradas como fortes evidências de controle tectônico. Conforme é possível observar no mapa geológico abaixo (figura 16), parte das subbacias situadas sobre os pedimentos, ocorre em área cristalina, em unidades litológicas relativas à suíte Itaporanga; ao passo que as que encontram-se sobre os planaltos homoclinais, ocorrem no domínio sedimentar da Formação Tacartú, de forma contígua.

**Figura 16:** Unidades litoestruturais do compartimento sedimentar analisado, acompanhado de um perfil topográfico, identificando unidades morfoestruturais.



**Fonte:** Elaborado pela autora (2022)

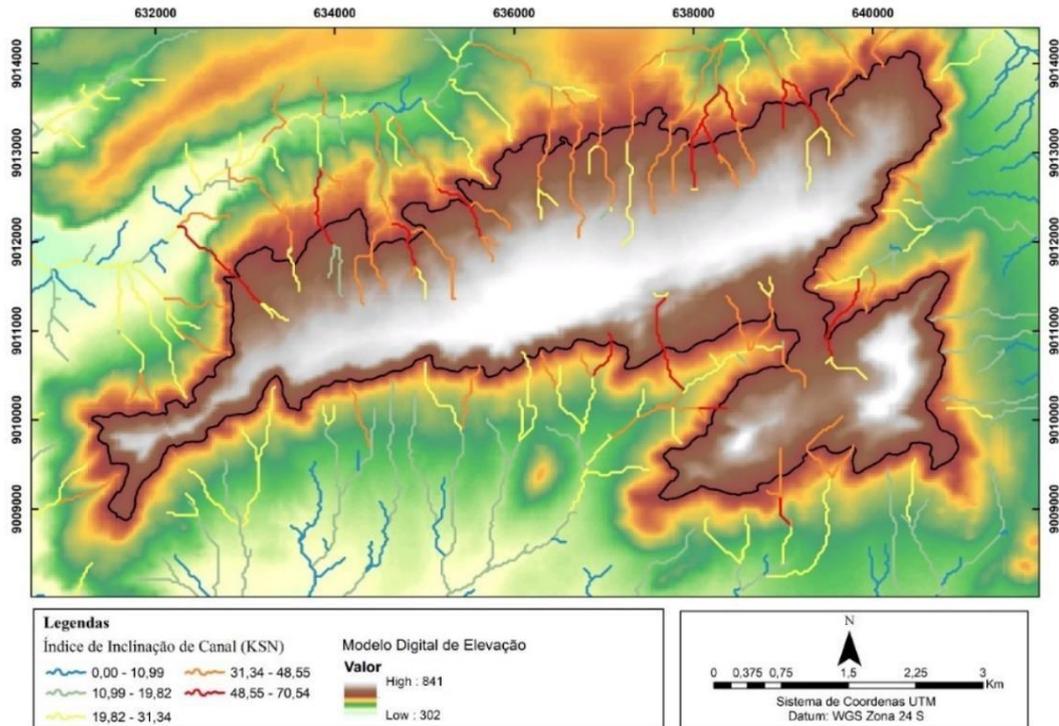
### 8.3 Índice de declividade do canal normalizado

Frisa-se as drenagens localizadas no front e no reverso da escarpa que configuram drenagens de primeira e segunda ordens e coincidem sua localização com os maiores valores de  $K_{sn}$ , se relacionando com drenagens obsequentes, típicas de planaltos homoclinais e corroborando com a possível influência tectônica na área ou o alto grau de resistência litológica; pois, mesmo com altos valores de  $K_{sn}$ , os valores encontrados a partir da aplicação do Sfm, em sua maioria, baixos, indicam maior influência tectônica. Em áreas com altos valores de  $K_{sn}$ , foi identificada uma maior ocorrência de vales encaixados em falhas e fraturas.

Partindo deste pressuposto, notou-se que a hierarquia de drenagem extraída da área de estudo, concentrou, em sua maioria, canais de primeira ordem, sobretudo drenando o front e o reverso do planalto homoclinal, evidenciando estágio evolutivo deste relevo, que se apresenta sob avançada dissecação. Como revelado nos mapas seguintes, um outro fator comum a estas áreas é a constatação de elevados valores de  $K_{sn}$ , relacionados tanto com o processo de erosão diferencial, devido às rochas sedimentares favorecerem uma maior destruição, como por uma

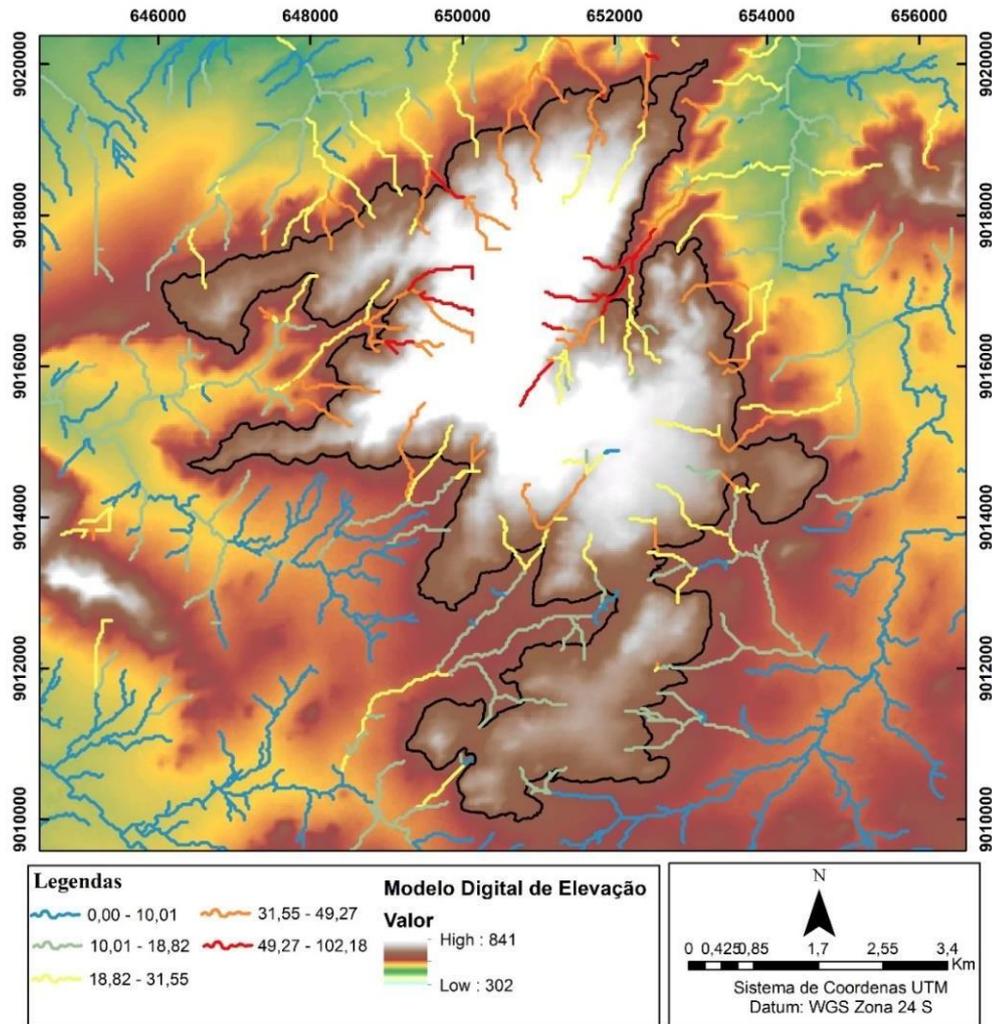
uma maior erodibilidade, possivelmente desencadeada aqui por uma retomada erosiva oriunda de alçamento de blocos.

**Figura 17:** Valores de KSN aplicados aos canais que drenam o setor Oeste da escarpa



**Fonte:** Elaborado pela autora (2022)

**Figura 18:** Valores de KSN aplicados aos canais que drenam o setor Leste da escarpa



**Fonte:** Elaborado pela autora (2022)

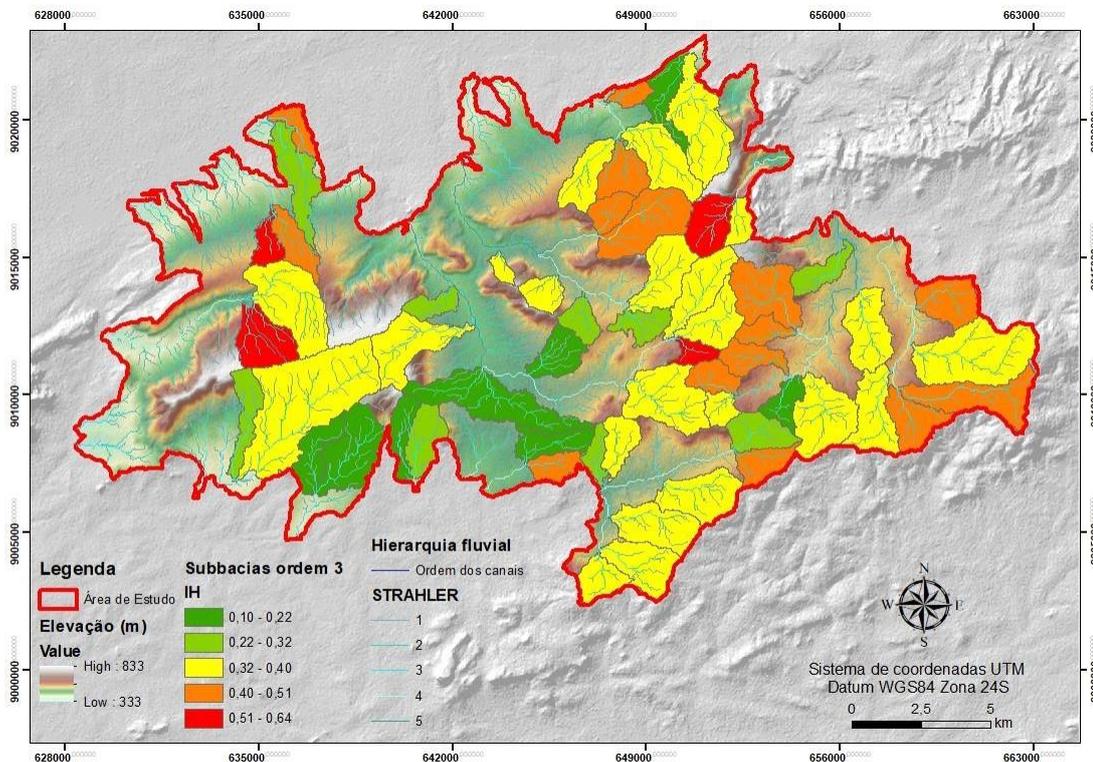
Em relação ao alçamento de antigas estruturas relacionando uma possível reativação pós-rifte na porção Oriental da Borborema, reveladas aqui pelos altos valores de KSN e o condicionamento estrutural da drenagem, observações semelhantes foram feitas por Oliveira et al. (2020). Tomando como exemplo o maciço Serra de São João do Vale, os autores seguem a hipótese de que diversos maciços capeados por arenitos cenozoicos, alçados a cotas em torno de 750m de altitude, são apontadas como indícios de atividade de reativação pós-rifte, tendo suas evidências reveladas por anomalias topográficas e hidrogeomorfológicas.

#### 8.4 Integral Hipsométrica

Os valores das integrais hipsométricas aplicadas às bacias de 3º ordem, demonstram-se maiores nas bacias localizadas em áreas de cimeiras, (variando entre 0,51 e 0,64) sendo esse um indicador de terrenos jovens, pouco rebaixados e com predomínio de processos tectônicos (Figura 6).

Os resultados encontram-se em conformidade com as proposições de Strahler (1962), que alega a existência de três estágios evolutivos do relevo: curvas convexas com valores de  $H_i > 0,60$  representam terrenos pouco rebaixados, predomínio dos processos tectônicos e superfícies evolutivamente mais jovens; curvas côncavas e com valores de  $H_i > 0,40$  = terrenos rebaixados e mais antigos; valores de  $H_i$  variando entre 0,40 e 0,60 e caracterizado pelo equilíbrio entre os processos erosivos e tectônicos = curvas quase retilíneas ou em forma de “S”.

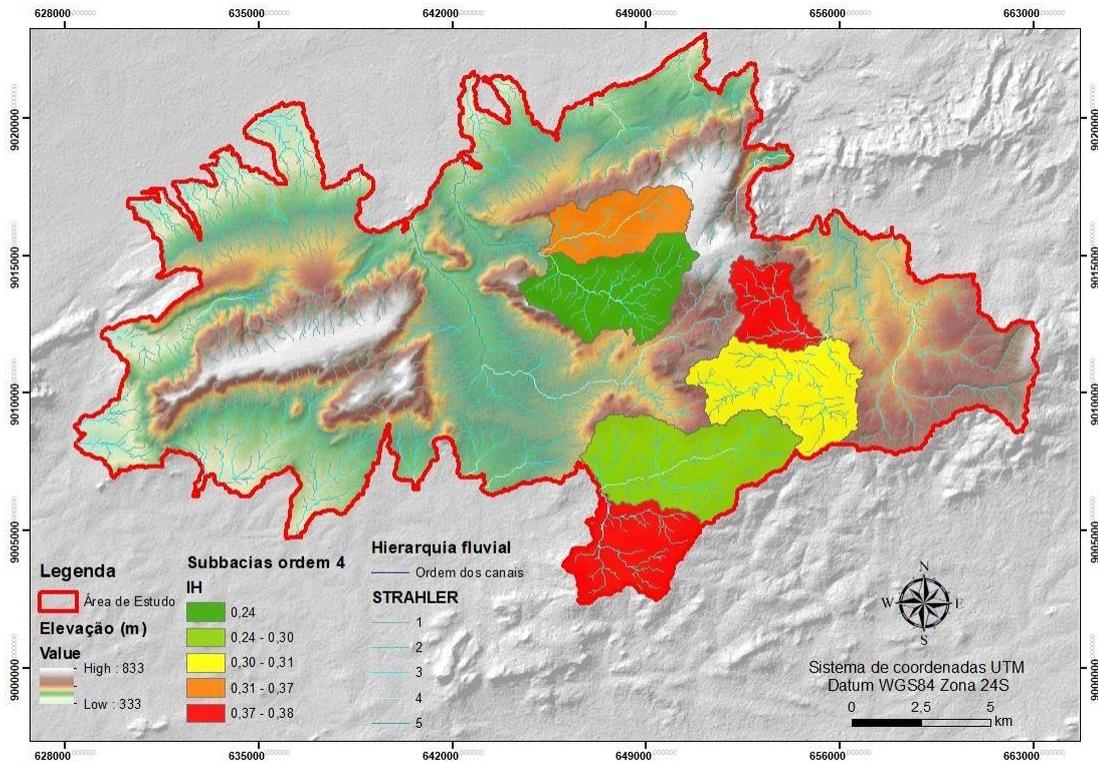
**Figura 19:** Subbacias de 3º ordem e integral hipsométrica



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

As bacias de 4º ordem, entretanto, apresentaram menores valores de IH, (oscilando entre 0,24 e 0,38), sendo um indicativo de terrenos mais antigos, de cujos processos denudacionais têm atuado há mais tempo, implicando em rebaixamento superficial; não por acaso, maioria dessas bacias já se situa no domínio cristalino adjacente, portanto mais antigo e dissecado (Figura 7).

**Figura 20:** Subbacias de 4º ordem e integral hipsométrica



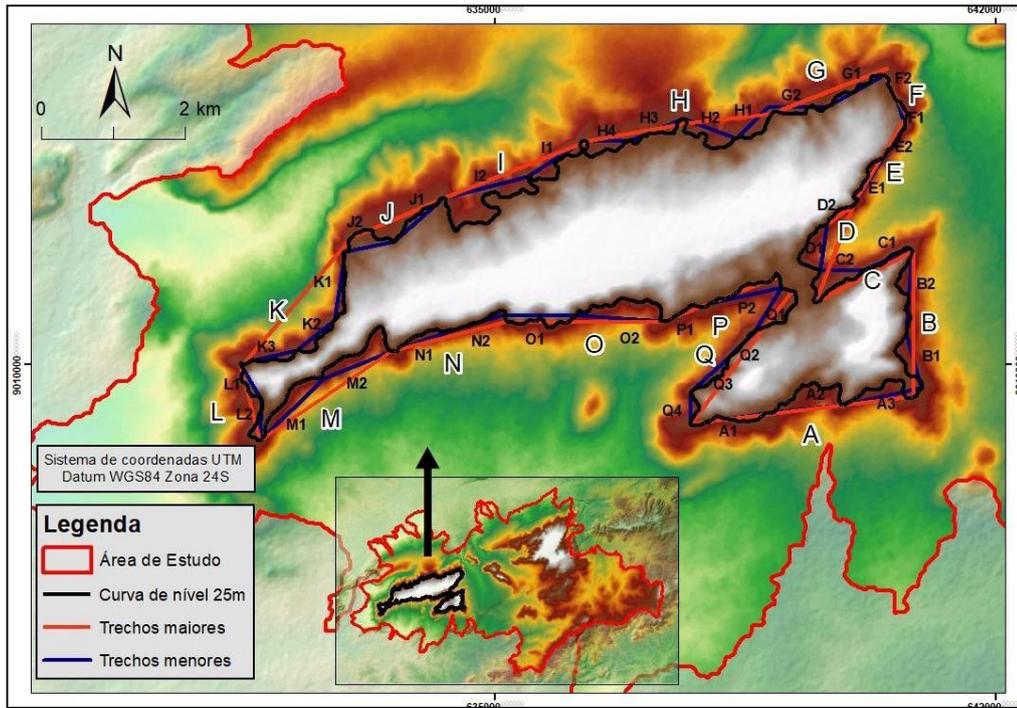
Fonte: Elaborado pela autora (2022)

### 8.5 Sinuosidade de Frente de Montanha

De modo geral o índice de sinuosidade de frente de montanha aplicado às escarpas (figuras 6 e 7), apresentaram valores na ordem de 1 a 1,5, correspondendo a alta e moderada atividade tectônica, de acordo com Bull e Macfaden (1977), respectivamente, corroborando com a hipótese de um possível tectonismo ligado ao condicionamento estrutural da área.

Vale ressaltar que a estabelecimento do Smf aqui obtido, segue a rotina proposta por Wells et al. (1988) e Ramírez-Herrera (1998), no que concerne aos critérios utilizados para a seleção dos segmentos a saber: (a) a interseção com extensas drenagens transversais ao front, (b) mudanças litológicas abruptas, (c) mudanças bruscas nas principais características morfológicas do front em relação aos segmentos adjacentes e (d) mudanças na orientação do front de montanha. Tais critérios, de modo compilado, foram aqui adotados para a designação dos trechos maiores e suas respectivas subdivisões da escarpa em voga.

**Figura 21:** Índice de Sinuosidade de Frente de Montanha aplicado ao setor Oeste de escarpa



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

Nas tabelas abaixo, segmentadas em detrimento dos trechos maiores e menores mensurados dos blocos analisados, é possível observar alguns dos trechos com valores de Smf mais expressivos, seja indicando influência tectônica ou maior atuação do processo erosivo:

**Tabela 1:** Valores de Smf dos trechos maiores analisados no setor Oeste da escarpa

Lmf	Ls	Smf	Trecho
4.164	3.155	1,31981	A
2.561	2.049	1,249878	B
1.686	1.537	1,096942	C
3.722	1.467	2,537151	D
731	656	1,114329	E
1.926	1.761	1,093697	F
3.903	1.186	3,290894	G
2.905	1.644	1,767032	H
1.289	806	1,599256	I

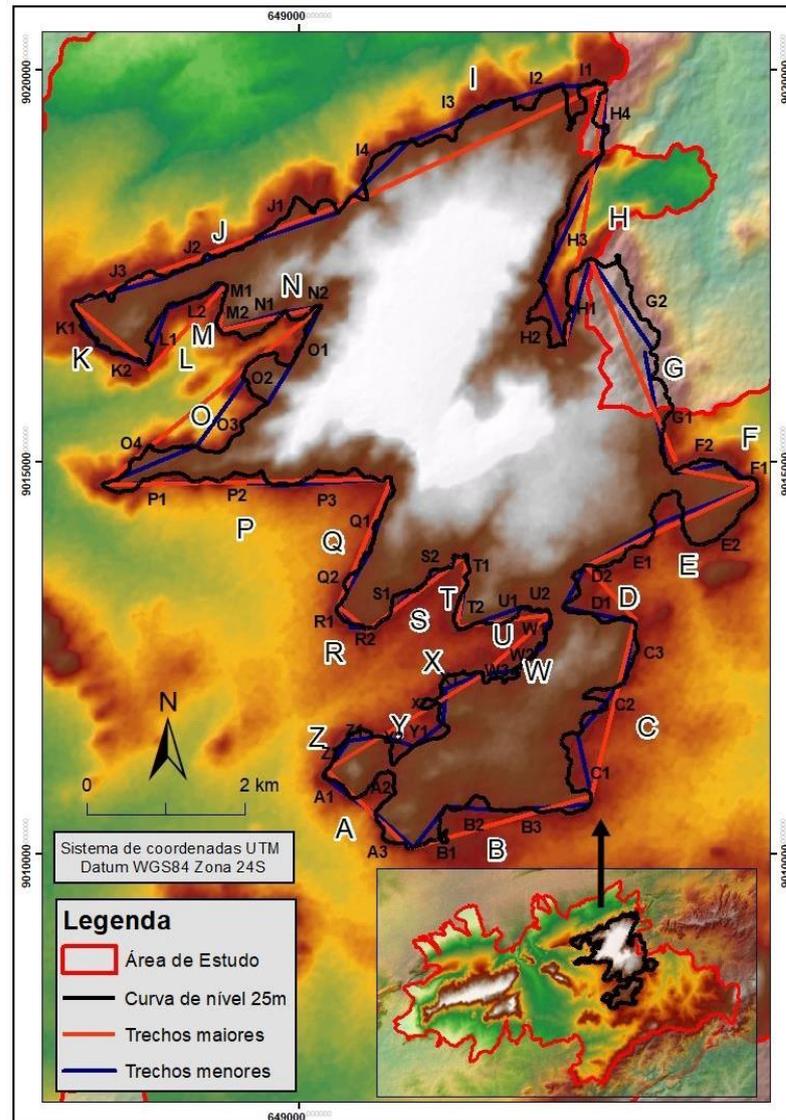
Lmf	Ls	Smf	Trecho
1.741	1.396	1,247135	J
2.981	2.332	1,278302	K
1.490	992	1,502016	L
2.484	2.240	1,108929	M
1.919	1.703	1,126835	N
2.689	2.150	1,250698	O
1.930	1.744	1,106651	P
3.170	2.338	1,35586	Q

Fonte: Elaborado pela autora (2022)

**Tabela 2:** Valores de Smf dos trechos menores analisados no setor Oeste da escarpa

<b>Lmf</b>	<b>Ls</b>	<b>Smf</b>	<b>Trecho</b>	<b>Lmf</b>	<b>Ls</b>	<b>Smf</b>	<b>Trecho</b>
1.207	1.151	1,048653	A1	2.819	1.212	2,325908	I2
1.579	1.002	1,575848	A2	982	920	1,067391	J1
1.444	1.120	1,289286	A3	1.027	706	1,454674	J2
1.101	798	1,379699	B1	1.069	954	1,120545	K1
1.365	1.177	1,159728	B2	831	681	1,220264	K2
773	721	1,072122	C1	889	813	1,093481	K3
1.433	614	2,333876	C2	733	598	1,225753	L1
1.057	655	1,61374	D1	693	576	1,203125	L2
503	465	1,08172	D2	1.380	1.262	1,093502	M1
906	818	1,107579	E1	1.571	1.017	1,544739	M2
535	512	1,044922	E2	1.007	939	1,072417	N1
434	387	1,121447	F1	766	653	1,173047	N2
436	399	1,092732	F2	1.355	1.133	1,19594	O1
951	859	1,107101	G1	1.505	1.156	1,301903	O2
1.030	815	1,263804	G2	741	695	1,066187	P1
712	632	1,126582	H1	1.328	1.038	1,279383	P2
1.217	781	1,558259	H2	1.127	701	1,607703	Q1
932	796	1,170854	H3	556	544	1,022059	Q2
1.048	675	1,552593	H4	804	711	1,130802	Q3
1.312	922	1,422993	I1	532	444	1,198198	Q4

**Fonte:** Elaborado pela autora (2022)

**Figura 22:** Índice de Sinuosidade de Frente de Montanha aplicados ao Setor Leste da Escarpa

Fonte: Elaborado pela autora (2022)

**Tabela 3:** Valores de Smf dos trechos analisados no setor Leste da escarpa

Lmf	Ls	Smf	Trecho	Lmf	Ls	Smf	Trecho
2.710	1.441	1,880638	A	1.631	1.312	1,24314	N
3.576	2.402	1,488759	B	4.990	3.583	1,392688	O
3.764	2.283	1,648708	C	4.161	3.655	1,13844	P
1.795	945	1,899471	D	1.968	1.766	1,114383	Q
3.861	2.400	1,60875	E	528	462	1,142857	R
1.247	1.068	1,167603	F	1.964	1.600	1,2275	S
3.819	2.812	1,358108	G	1.063	934	1,138116	T
4.641	3.364	1,379608	H	1.450	1.192	1,216443	U
5.406	3.339	1,619048	I	1.978	1.146	1,726003	W
5.157	3.968	1,299647	J	1.207	830	1,454217	X

1.402	1.216	1,152961	K
1.725	1.467	1,175869	L
636	587	1,083475	M

<b>1.990</b>	<b>665</b>	<b>2,992481</b>	<b>Y</b>
1.025	822	1,246959	Z

Fonte: Elaborado pela autora (2022)

**Tabela 4:** Valores de Smf dos trechos menores analisados no setor Leste da escarpa

Lmf	Ls	Smf	Trecho
514	454	1,132159	A1
1.328	367	3,618529	A2
775	631	1,228209	A3
1.342	660	2,033333	B1
942	739	1,274696	B2
1.174	1.083	1,084026	B3
1.440	801	1,797753	C1
1.517	863	1,757822	C2
923	802	1,150873	C3
1.008	912	1,105263	D1
787	609	1,292282	D2
1.614	1.150	1,403478	E1
2.246	1.256	1,788217	E2
582	531	1,096045	F1
757	638	1,18652	F2
1.776	1.430	1,241958	G1
2.042	1.388	1,471182	G2
1.319	1.125	1,172444	H1
1.546	838	1,844869	H2
1.888	1.788	1,055928	H3
1.206	901	1,338513	H4
1.707	551	3,098004	I1
948	679	1,396171	I2
1.640	1.379,00	1,189268	I3
1.512	1.143	1,322835	I4
1.667	1.130	1,475221	J1
1.368	1.212	1,128713	J2
1.606	1.231	1,30463	J3
688	614	1,120521	K1
714	697	1,02439	K2
924	805	1,147826	L1
800	744	1,075269	L2
291	270	1,077778	M1
344	317	1,085174	M2
998	843	1,183867	N1
632	470	1,344681	N2
833	770	1,081818	O1
1.409	633	2,225908	O2
1.218	1.027	1,185979	O3
1.528	1.300	1,175385	O4
1.302	1.163	1,119518	P1
1.159	973	1,191161	P2
1.699	1.514	1,122193	P3
1.061	983	1,079349	Q1
906	800	1,1325	Q2
299	250	1,196	R1
328	305	1,07541	R2
799	683	1,169839	S1
1.065	833	1,278511	S2
568	455	1,248352	T1
495	467	1,059957	T2
963	835	1,153293	U1
486	385	1,262338	U2
438	379	1,155673	W1
686	512	1,339844	W2
876	384	2,28125	W3
701	570	1,229825	X1
964	442	2,180995	X2
640	459	1,394336	Y1
930	419	2,21957	Y2
500	419	1,193317	Z1
556	529	1,05104	Z2

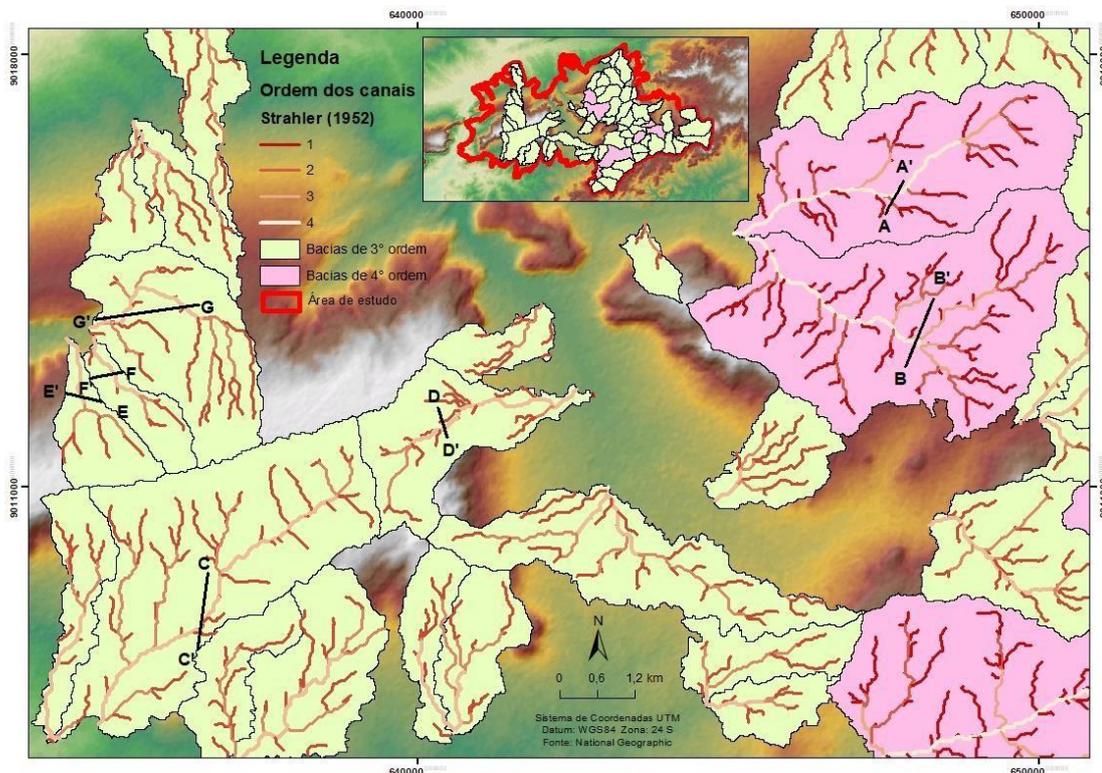
Fonte: Elaborado pela autora (2022)

Para além dos baixos valores de sinuosidade supracitados, observou-se alguns pontos de maior sinuosidade, índices na ordem de 2 – 3, principalmente nos trechos de menor extensão. É importante salientar que ambos os altos topográficos situam-se num contexto estrutural dinâmico, por serem influenciados pelas direções preferenciais dos principais *trends* estruturais regionais (E-W)/(NW-SE), (Figura 8), podendo assim, serem relacionados, sem prejuízo, a existência de lineamentos que condicionam as cimeiras do relevo escarpado, de onde foram extraídos os valores de Smf, via de regra, baixos.

### 8.6 Relação Altura/Fundo de Vale

Finalmente, aplicada à área de escarpa sedimentar em epígrafe, tem-se a análise da Relação Altura/Fundo de Vale, que trata da correlação entre a morfologia dos vales fluviais com possíveis reativações tectônicas ou processos denudacionais longíquos. Como consta na literatura, valores próximos a 1 indicam incisões fluviais recentes, possivelmente relacionadas a atividades tectônicas, conseqüentemente com uma incisão mais enérgica em relação à erosão lateral, caracterizando vales em “V”, ao passo que, àqueles com processos de erosão lateral preponderantes possuem morfologias em “U”.

**Figura 23:** Valores de RFAV extraídos das bacias de 3º e 4º ordem da escarpa da Bacia do Jatobá



**Fonte:** Elaborado pela autora (2022)

A escolha de bacias de ordenamento de 3º e 4º ordens, é justificada pela localização das mesmas, pois, ressalta-se que o critério de seleção de baciais, baseou-se naquelas situadas no topo das cimeiras entre as duas áreas comparadas: A borda da Bacia Sedimentar do Jatobá e o maciço de Mata Grande. A tabela abaixo agrupa os valores extraídos da área, os quais, em contraste com as bacias do maciço, são expressivamente mais baixos:

**Tabela 5:** Valores de RFAV da escarpa da Bacia Sedimentar do Jatobá

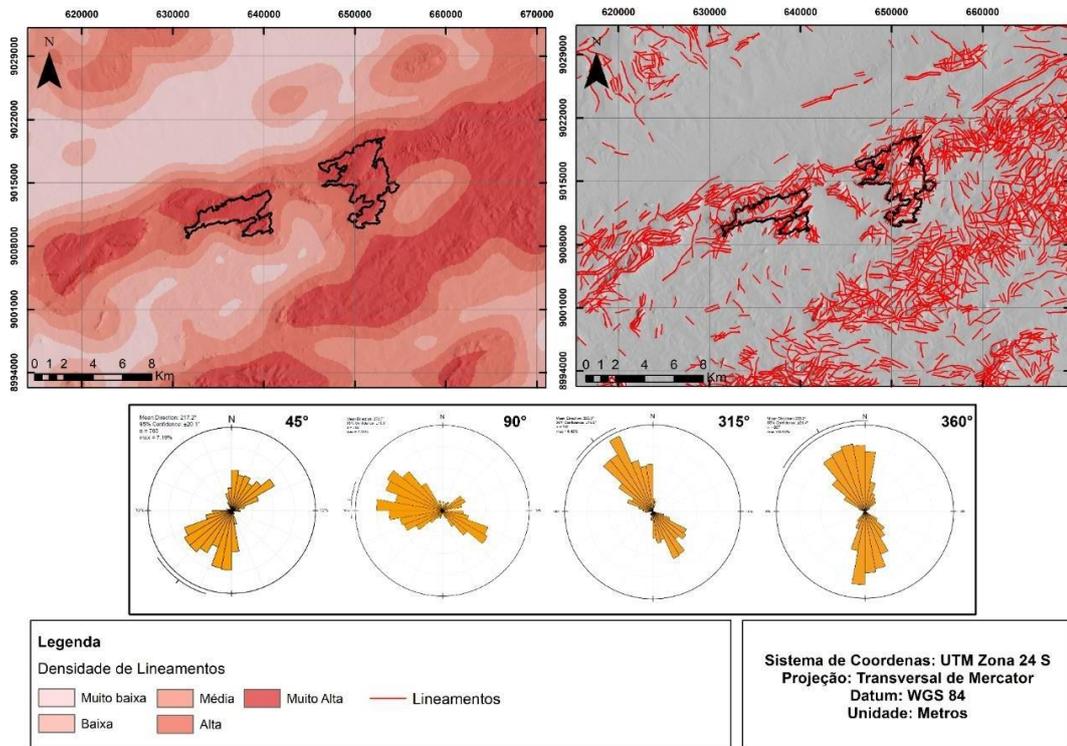
<b>Seguimento</b>	<b>Lfv (m)</b>	<b>Add (m)</b>	<b>Ade (m)</b>	<b>Efv (m)</b>	<b>RFAV</b>
A-A'	405	725	650	475	2
B-B'	1153	550	725	475	7,09
C-C'	332	425	475	400	6,64
D-D'	510	525	500	475	13,6
E-E'	153	575	625	500	1,53
F-F'	100	550	625	500	1,14
G-G'	154	475	550	425	1,76

**Fonte:** Elaborado pela autora (2022)

É notório que as bacias situadas no reverso, representadas pelos perfis E-E', F-F' e G-G', apresentaram os menores valores extraídos, correspondendo a fortes incisões de vale. Tal fato, correlaciona-se com os altos valores de KSN extraído dos canais que drenam a área, em situações como essa, entende-se que o processo erosivo responsável pela incisão fluviais dos vales mantém-se alto, sugerindo soerguimento da área com resposta direta no canal pelo aumento de incisão. Ressalta-se ainda a influência do componente litológico, visto que, fortes incisões tendem a ser relacionadas a componentes mais friáveis, tal como a litologia sedimentar, responsável pelo embasamento do planalto homoclinal.

Ademais, a área também apresenta uma densidade elevada de lineamentos (Figura 24) que podem estar correlacionados ao condicionamento estrutural dessas bacias e com o controle da drenagem. O direcionamento e densidades do lineamento da área podem ser observados no mapa abaixo:

**Figura 24:** Direcionamentos dos lineamentos da área de escarpa da Bacia Sedimentar do Jatobá



**Fonte:** Elaborado pela autora (2022)

O mapa de lineamentos revela as principais direções relacionadas ao condicionamento estrutural dos blocos da área de estudo, influenciada por *trends* estruturais regionais, subordinados à influência da Zona de Cisalhamento Pernambuco, preferencialmente na direção (E-W). No tocante às feições negativas correspondendo a linhas de falhas e vales, reveladas pelos azimutes de 45° e 90°, o condicionamento estrutural se deu nas direções NE-SW e NW-SE, respectivamente. Já nas feições positivas correspondendo as cristas, demonstradas nos azimutes de 315° e 360°, contam-se outras direções de lineamentos, predominantemente nos sentidos SE-NW e N-S (seguindo a direção geral do rifte intracontinental), respectivamente.

Nota-se que os direcionamentos dos lineamentos mapeados, sobretudo nos setores de front e reverso da escarpa, correspondem com a orientação dos canais extraídos previamente (figura 5), indicando um condicionamento estrutural dos vales, reforçado pela existência de padrões de drenagem retilíneos, típicos de controle estrutural, conforme observado por Christofolletti (1980). Além disso, há um adensamento de lineamentos nos setores de front e reverso da escarpa, coincidindo com os maiores valores de Ksn, o que pode indicar influência de reativações pós-rifte no condicionamento dessas estruturas ou transições litológicas que apontam para graus de resistência distintos.

Diante do exposto, em linhas gerais, pôde-se inferir que nos setores da escarpa da borda

do Jatobá, há uma possível tendência de movimentos tectônicos cenozoicos, ligados à reativação de antigos falhamentos (Peraro 1995) situada, principalmente, nas superfícies de cimeira, as quais refletem destaque na paisagem, tendo o seu direcionamento condicionado pelos principais *trends* estruturais regionais. Trabalhos nesta linhagem têm sido desenvolvidos por Gontijo (1999), Hiruma (1999; 2007), ambos em áreas de planalto da região Sudeste e por Moraes Neto e Alkmim (2001); Tavares et al. (2011); Maia e Bezerra (2014); em terrenos do Planalto da Borborema, no Nordeste Oriental.

Desta forma, a partir de condicionantes morfoestruturais e evidências na drenagem, utilizando de parâmetros morfológicos e morfométricos, corrobora-se com a hipótese de que movimentações tectônicas cenozoicas, atreladas a fatores climáticos vigentes, são responsáveis pela manutenção de escarpas erosivas em planaltos sedimentares que possuem cotas topográficas semelhantes aos planaltos cristalinos, numa mesma superfície alçada (CORRÊA; ARRUDA, 2008).

### **8.7 Análise do maciço de mata grande**

Em comparação com estudos morfométricos relativos à dinâmica evolutiva de escarpas da bordas de bacias sedimentares marginais, análises geomorfométricas relativas a litótipos cristalinos são incipientes. Neste trabalho, como predito, os setores sedimentar e cristalino são representados pela escarpa sedimentar da borda meridional da bacia do Jatobá e pelo Maciço de Mata Grande, respectivamente.

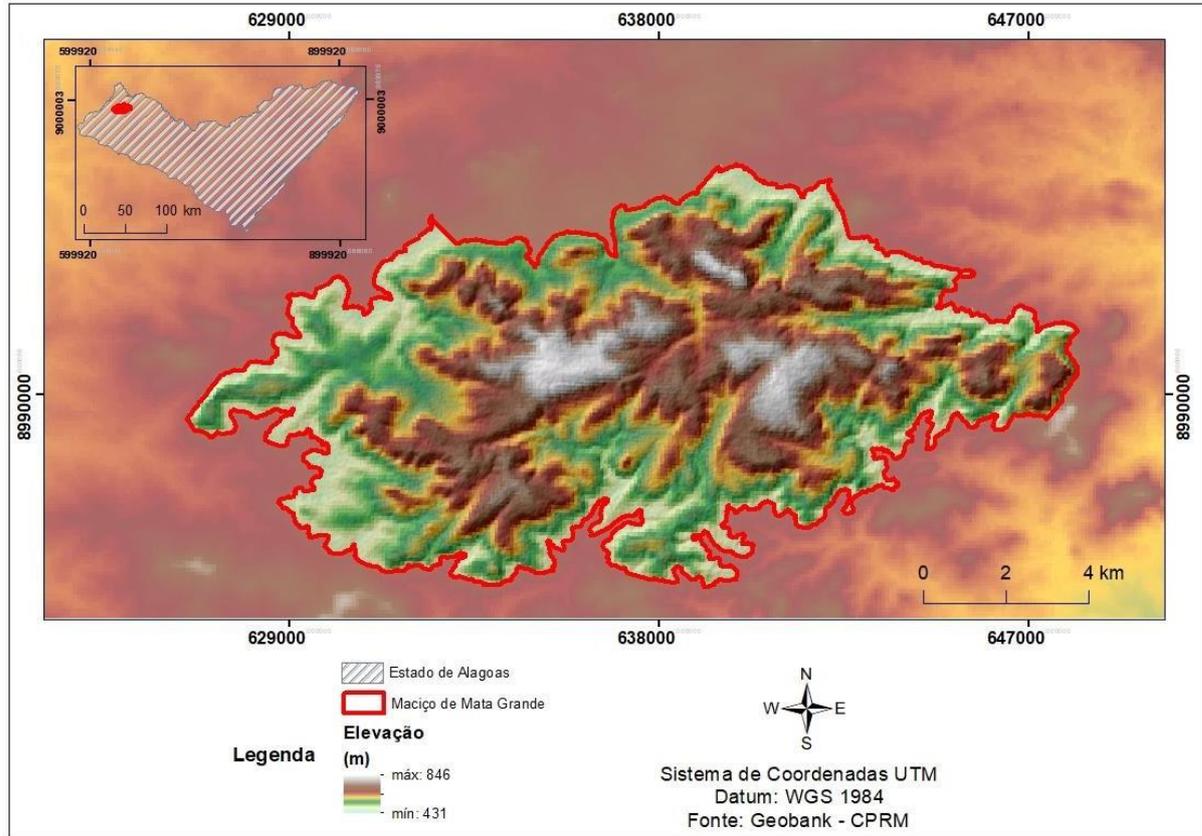
Conforme observado por Maia e Bezerra (2016), escassas são as investigações acerca da evolução geomorfológica de maciços cristalinos, no que concerne à sua compreensão morfogenética. Dentre essas investigações, pode-se citar estudos referentes a taxas de denudação do embasamento, do controle litológico atuante sobre a dissecação e a presença de reativações tectônicas no rejuvenescimento do relevo, comumente aplicadas à morfoestruturas de natureza sedimentar, a exemplo de bacias marginais.

Partindo da hipótese de que, equivalências no condicionante topográfico entre as cimeiras do planalto sedimentar do Jatobá e do Maciço de Mata Grande numa mesma superfície alçada, podem estar associadas a reativações pós rifte vide tectônica cenozoica, índices morfométricos foram aplicados do Maciço, para as investigações de existência de possíveis influências tectônicas no condicionamento estrutural e de padrões anômalos da drenagem instaurada sobre o mesmo.

O mapa hipsométrico abaixo (Figura 25) do Maciço de Mata Grande releva equivalência topográfica entre as superfícies de cimeira Planalto sedimentar do Jatobá e a do Maciço em epígrafe, reforçando a hipótese de alçamento de blocos a partir de pulsos tectônicos cenozoicos. O nível de

dissecação da cimeira do Maciço, reflete a presença de drenagem instauradas há bastante tempo, bem como a presença de feições de relevo negativas (vales), que reforçam tal hipótese.

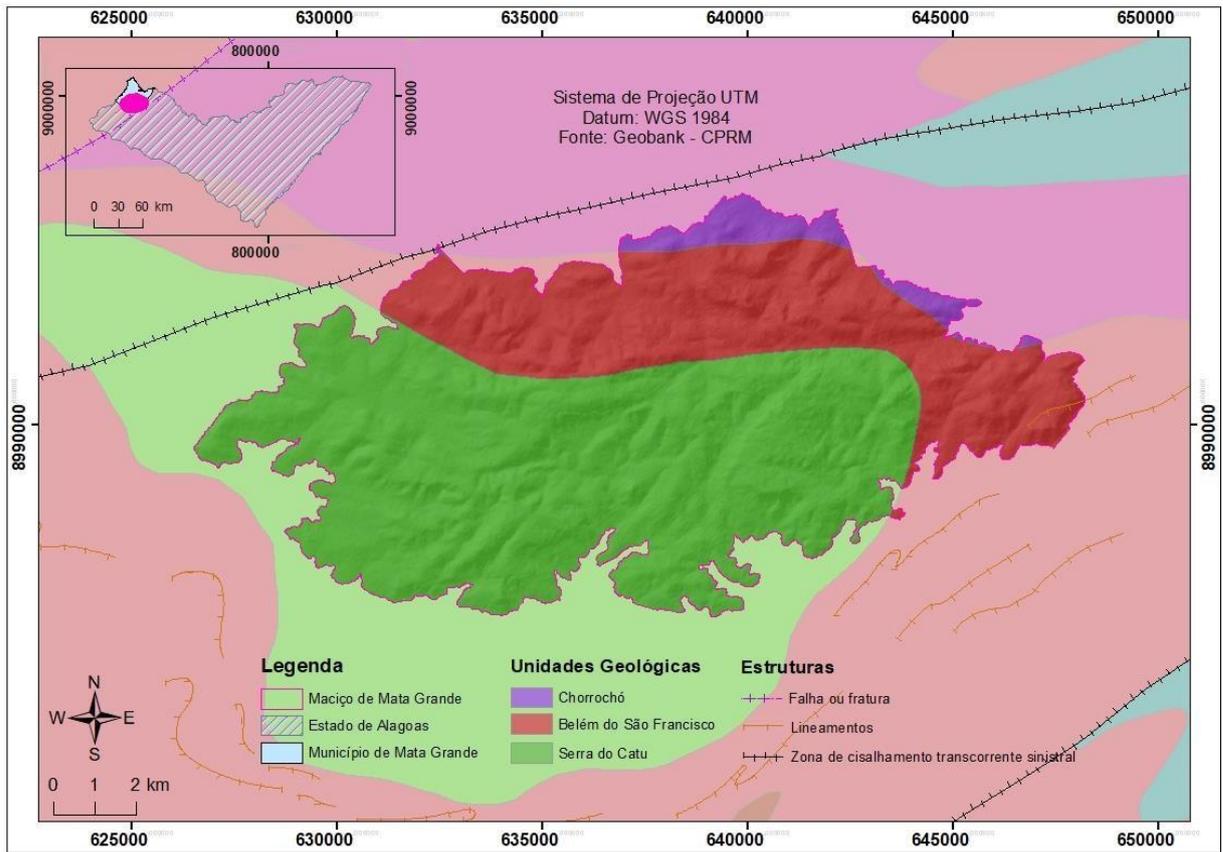
**Figura 25:** Mapa hipsométrico do Maciço de Mata Grande



**Fonte:** Elaborado pela autora (2022)

Em termos geológicos, o maciço comporta três tipos de unidades geológicas a saber: Complexo Belém de São Francisco, composto por leuco-ortognaisse tonalítico granodiorítico migmatizado e enclaves de supracrustais do Mesoproterozoico; Suíte Chorrochó, composta por augengnaisse quartzo monzodiorítico e granítico também do Mesoproterozoico; Suíte intrusiva da serra do Catu, estruturada por quartzo monzonitos a monzogranitos portiríticos; quartzo álcalifeldspato sienitos cinza a róseos acinzentados, equigranulares a levemente portiríticos; quartzo sienitos e quartzo alcali feldspato sienitos, róseo-avermelhados, equigranulares a levemente portirítico, de idades Neoproterozoica.

O contraste litológico entre as cimeiras dos dois altos estruturais analisados, atelado a maior resistência do maciço à ação de intempéries, reverbera a possível ação da tectônica no alçamento de blocos de escarpas referentes à borda meridional da bacia do Jatobá.

**Figura 26:** Unidades geológicas do Maciço de Mata Grande

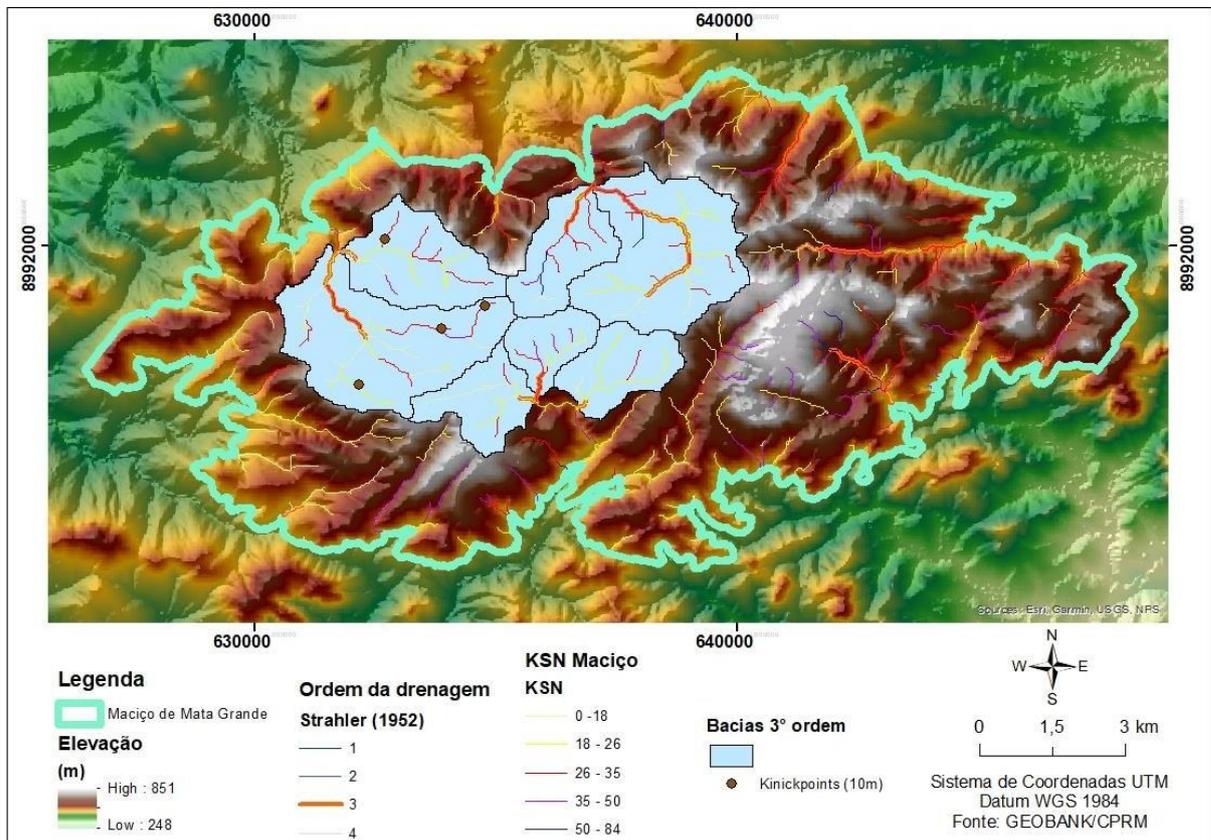
Fonte: Elaborado pela autora (2022)

## 8.8 KSN Maciço

Em termos de anomalias em padrões fluviais, o índice KSN aplicado às bacias que drenam o topo do maciço, refletiram, no geral, altos valores, que podem estar associados ao condicionamento estrutural de canais por pulsos tectônicos, ou mesmo o encaixe da drenagem em linhas de fraturas, lineamentos e zonas de fraqueza litológica, refletindo indicativos de provável tectônica rúptil ou transições litológicas propiciadas por processos de erosão diferencial. Fato esse que também pode ser corroborado pelo arcabouço estrutural da área, uma vez que o mesmo é detentor de zonas de fraquezas e descontinuidades litológicas, contando com estruturas como falhas, fraturas, lineamentos e zona de cisalhamento transcorrente sinistral, conforme observou-se na figura (26).

A presença de knickpoints atrelada a valores mais baixos de ksn, entretanto, podem ser também indicativa de quebras de declives, originadas por altos níveis de dissecação, de cuja o controle pode ser realizado pelo condicionante estrutural, uma vez que, o Modelo Digital de elevação do Maciço deixa clara a presença de um relevo muito mais dissecado quando comparado a cimeira do compartimento do Jatobá, conforme é possível observar na figura (27) abaixo:

**Figura 27:** Valores de KSN referente as drenagens que drenam a cimeira de Maciço de Mata Grande

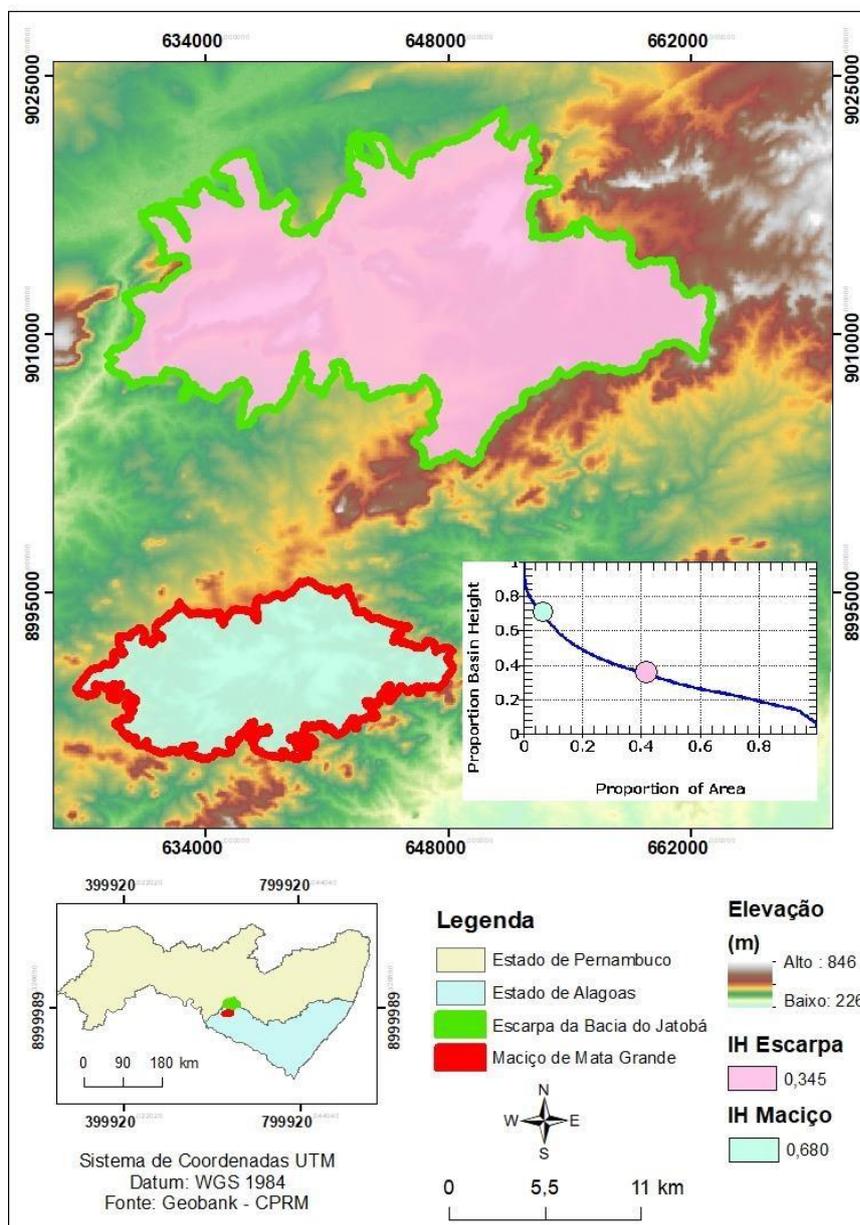


**Fonte:** Elaborado pela autora (2022)

## 8.9 IH Maciço

Em relação aos valores obtidos através da aplicação da integral hipsométrica, a maior parte das bacias extraídas do Maciço de Mata Grande, apontam para o equilíbrio entre processos tectônico e denudacionais. As mesmas, situando valores entre 0,40 e 0,50, o que, possivelmente, caracteriza bacias de maior maturidade do relevo e que sofreram processos erosivos por longos períodos, quando comparadas com àquelas situadas no compartimento sedimentar analisado previamente. Observa-se ainda, uma tendência a valores baixos de IH, o que, de acordo com a literatura, aponta para uma curva côncava, indicando terrenos maduros e bastante dissecados, ou seja, antigos. A comparação entre as duas áreas é vislumbrada no mapa abaixo:

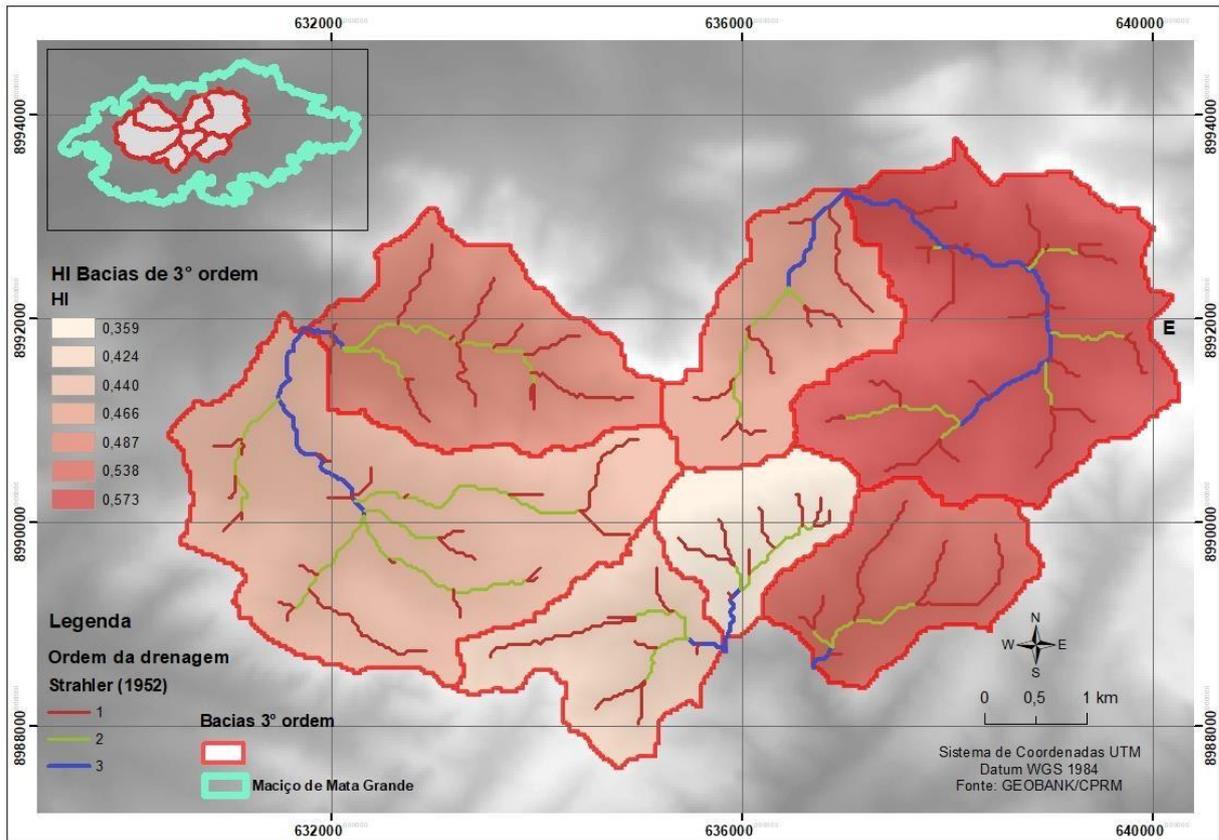
**Figura 28:** Comparação das integrais hipsométricas entre os setores sedimentar e cristalino da área de estudo



**Fonte:** Elaborado pela autora (2022)

Não obstante, as bacias que registraram os maiores valores de IH, maiores que 0,50, coincidem com a orientação dos trends regionais NW-SE, que podem obter algum tipo de relação com o condicionamento estrutural dessas bacias, conforme pode ser observado no mapa abaixo:

**Figura 29:** Valores de IH extraídos das bacias de 3º ordem do Maciço de Mata Grande



**Fonte:** Elaborado pela autora (2022)

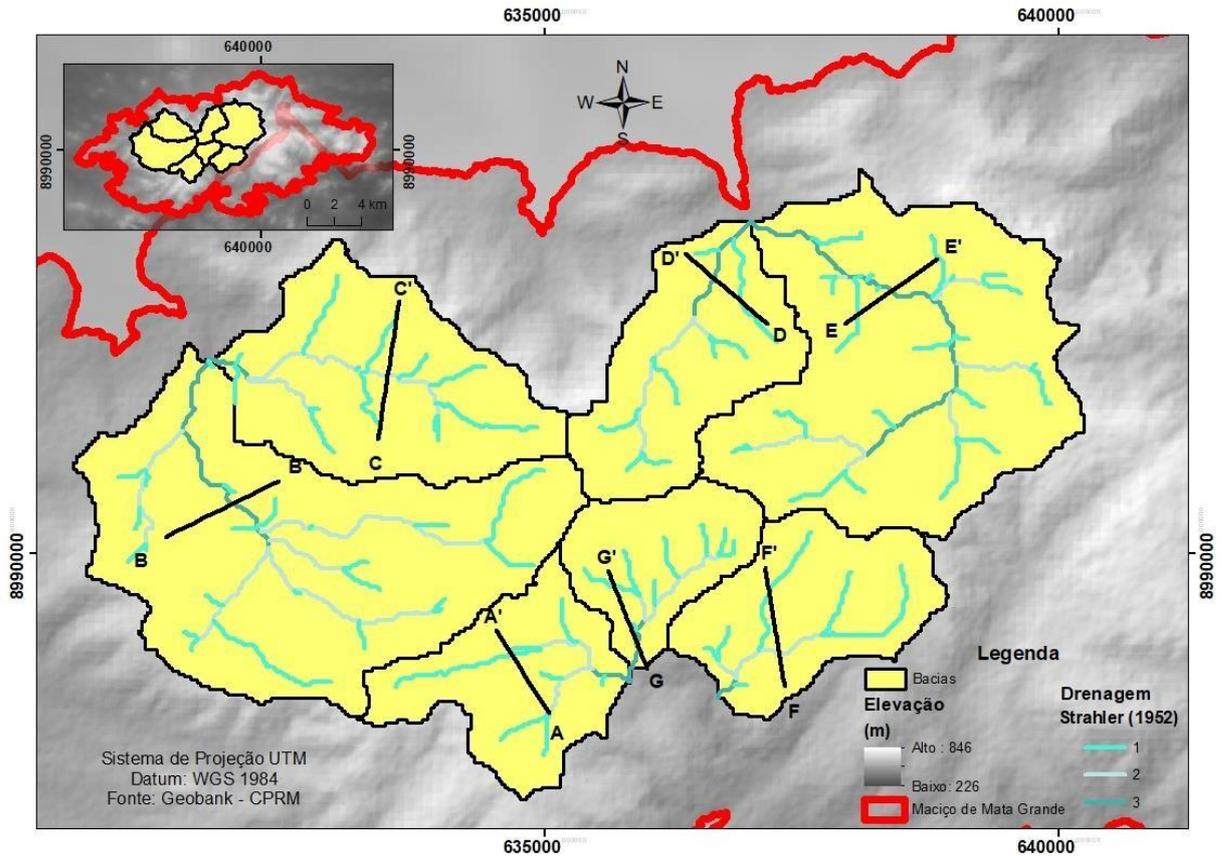
## 8.10 RFAV Maciço

Finalmente, a respeito da Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV), as bacias situadas no maciço revelaram valores altos, indicando baixa ou ausência de atividade tectônica, dando lugar a um longo processo de dissecação. Consequentemente, bacias com altos valores de RFAV possuem uma maior tendência a vales mais suaves, cujas margens são mais alargadas, ao passo que, àquelas relativas a drenagens instauradas há pouco tempo, onde ainda não houve trabalho de escavação e consequente alargamento das margens, possuem valores baixos de RFAV, com uma maior probabilidade ao entrincheiramento de vales, quando da reativação. Dito isso, observou-se, nas bacias extraídas do maciço, altos valores de RFAV, os quais, conforme aponta a literatura, podem estar vinculados a ausência de tectônica e consolidação de processos denudacionais por longos períodos de tempo.

No mapa abaixo, através do traçado de perfis transversais nas bacias analisadas, é possível observar altos valores de RFAV, que, podem se correlacionar a altos níveis de denudação da cimeira do maciço. Tal hipótese pode ser reafirmada na partir da verificação de outros índices que tratem especificamente de processos denudacionais, tais como a curva de integral hipsométrica, que

indicaram terrenos rebaixados e portanto maduros, revelando baixos valores de IH.

**Figura 30:** Valores de RFAV extraído das bacias de 3º ordem do maciço de Mata Grande



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

Na tabela abaixo, é possível melhor observar os valores obtidos a partir das equações referentes ao cálculo da Razão de Fundo/Altura de Vale (RFAV), onde fica clara a discrepância entre àqueles valores obtidos quando da aplicação do setor sedimentar previamente analisado:

**Tabela 6:** valores de RFAV extraídos das bacias situadas na cimeira do Maciço de Mata Grande/AL

Seguimento	Lfv (m)	Add (m)	Ade (m)	Efv (m)	RFAV
A-A' (bacia 1)	413	600	600	550	8,26
B-B' (bacia 2)	1027	550	575	500	16,4
C-C' (bacia 3)	1362	600	625	525	15,5
D-D' (bacia 4)	781	550	575	525	20
E-E' (bacia 5)	873	625	600	525	10
F-F' (bacia 6)	925	550	575	500	14,8
G-G' (bacia 7)	625	550	575	500	10

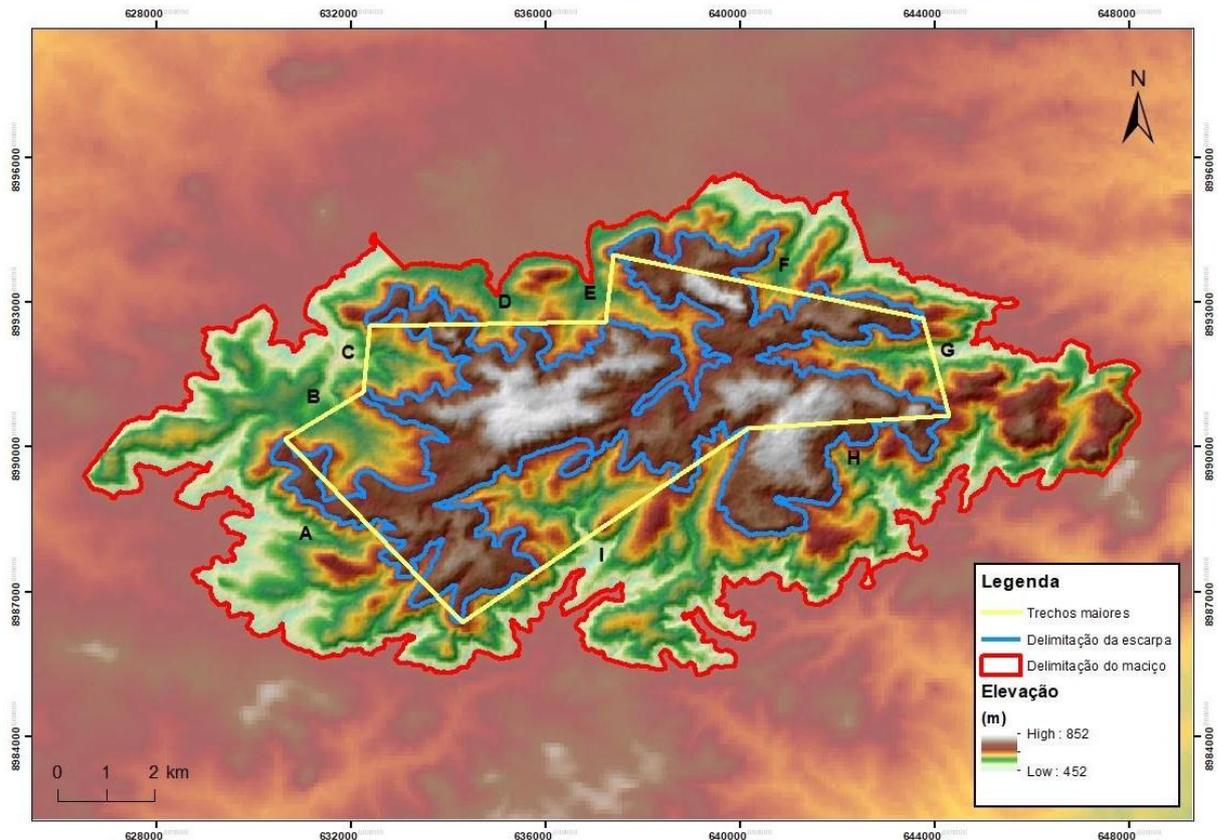
Fonte: Elaborado pela autora (2022)

Vale ressaltar que não consta, na literatura que trata dos parâmetros de definição para o RFAV, valores exatos que designam estágios evolutivos de bacias hidrográficas. Não obstante, assim como em outros índices morfométricos (IAT, SMF, etc) que tratem de possíveis influências de controle estrutural, atribui-se aos valores baixos (aqueles próximos e/ou iguais a 1) a existência de vales em “V, isto é, refletindo imposição recente dentro da escala de tempo geológico – de modo que o trabalho da erosão fluvial ainda não pôde alargar as margens – e aos valores acima de 1, ou seja, quanto mais distantes forem destes, em ordem crescente, maiores são os indicativos de leitos fluviais mais maduros e reafeiçoados por processos erosivos, sendo suas margens alargadas em “U”, tendo como pressupostos os postulados de Davis (1899), a respeito da morfoogia dos rios, que possam ou não sofrerem controle estrutural desencadeados por reativações tectônicas.

### **8.11 SFM Maciço**

Finalmente, em relação a sinuosidade de frente de escarpa, os valores de smf quando aplicados ao maciço, refletiram comportamentos distintos quando comparados àqueles aplicados à escarpa sedimentar. Em linhas gerais, os valores de Smf de Mata Grande apresentaram-se significativamente mais elevados, muitas vezes ultrapassando àqueles designados como altos valores, que caracterizam escarpas muito sinuosas <3, conforme apontado por Bull Macfadden (1977), conforme é possível observar no mapa abaixo:

**Figura 31:** Sinuosidade de Frente de Montanha aplicado aos trechos maiores do Maciço de Mata Grande/AL



**Fonte:** Elaborado pela autora (2022)

Nas tabelas abaixo, segmentada em detrimento dos trechos maiores e menores do maciço em questão, fica expresso, de modo geral, que em ambos os recortes espaciais, os trechos apresentam-se sob valores elevados, marjoritariamente acima de 1,5, o que já configura pouca ou inexistência de reativações/pulsos tectônicos cenozoicos na configuração do relevo, predominando portanto processos denudacionais e terrenos maduros (BULL; MACFADDEN, 1977; STHARLER, 1962):

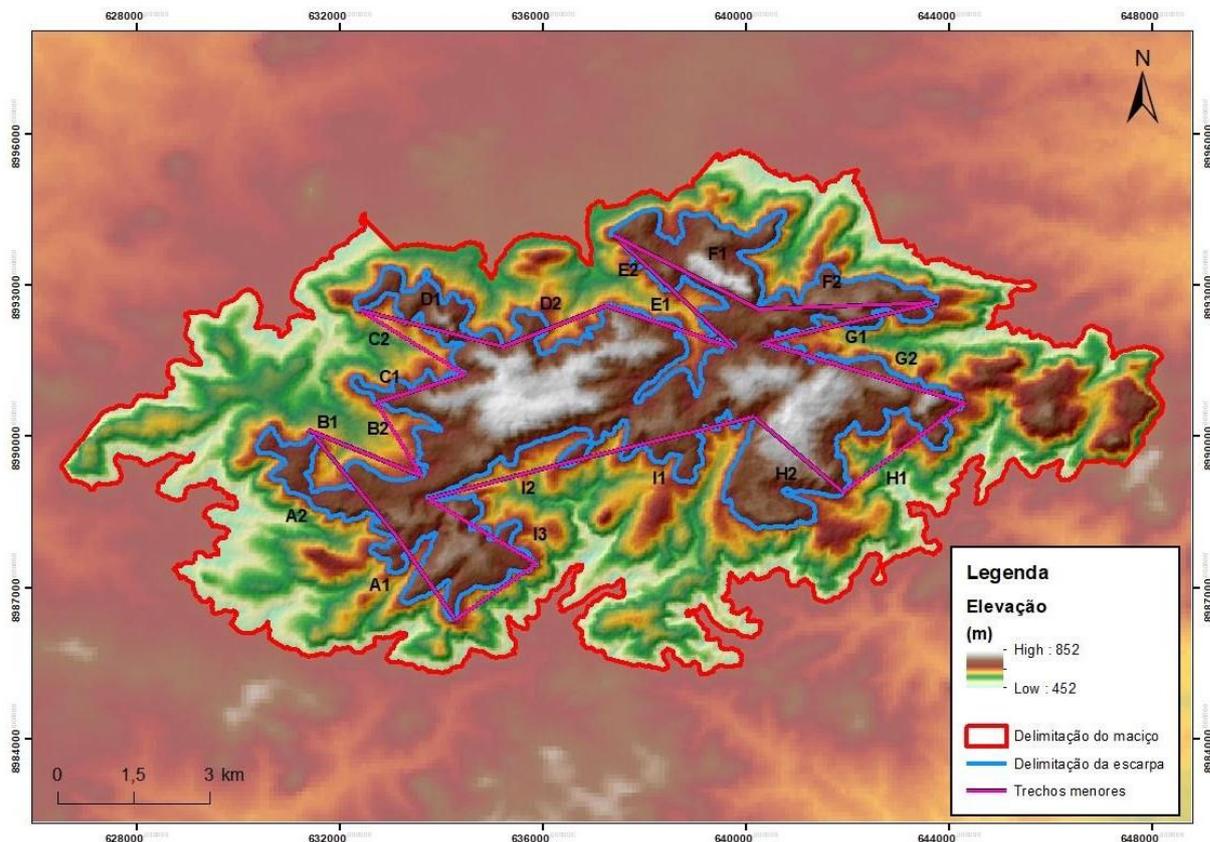
**Tabela 7:** Valores de Smf (de trechos maiores e menores) extraídos da curva de nível que delimita a escarpa do Maciço de Mata Grande/AL.

Lmf	Ls	Smf	Trecho	Lmf	Ls	Smf	Trecho
13338	5256	2,537671	A	6621	2012	3,290755	A1
7790	1874	4,156884	B	6617	2571	2,573707	A2
7939	1379	5,75707	C	4397	2432	1,807977	B1
10723	4860	2,206379	D	3393	1706	1,988863	B2
13173	1396	9,436246	E	3802	1827	2,081007	C1
13187	6496	2,030018	F	4137	2435	1,698973	C2
10390	2066	5,029042	G	6037	2910	2,07457	D1
12594	4148	3,036162	H	4687	2190	2,140183	D2
20397	7122	2,863943	I	7532	2650	2,842264	E1
				5640	3239	1,741278	E2
				8151	3201	2,546392	F1
				5035	3512	1,433656	F2
				5249	3525	1,489078	G1
				5141	4152	1,238198	H1
				6403	2304	2,77908	H2
				8335	3954	2,102674	I1
				5132	2670	1,922097	I2
				4579	2503	1,829405	I3
				2350	1951	1,204511	I4

**Fonte:** Elaborado pela autora (2022)

Não obstante, observações pontuais devem ser ponderadas: no segmento “I”, sobretudo nos trechos menores delimitados, foi possível a obtenção de valores baixos, abaixo de 1,5 e próximos a 1, o que pode ser indicativo de controle estrutural, sobretudo quando a linha da escarpa desse mesmo trecho segue um dos trends preferenciais da área, se dando na direção NE-SW, conforme observa-se no mapa abaixo:

**Figura 32:** Sinuosidade de Frente de Montanha aplicado aos trechos maiores do Maciço de Mata Grande/AL



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

Apesar de ambos os compartimentos analisados, sedimentar e cristalino, apresentarem um misto entre processos morfodinâmicos e tectônicos, fora possível perceber que existem certas predominâncias que em graus de atuação em detrimento da natureza do substrato. Destarte, discorrer-se-á sobre as principais discrepâncias e/ou correspondência entre os mesmos na presente seção.

## 9. DISCUSSÕES

Primeiramente, deve-se salientar que se trata de duas litologias distintas. Dos parâmetros geomorfológicos, o fator litológico se comporta como destaque na compreensão do processo de evolução das paisagens, sobretudo em se tratando do contexto de margens passivas, uma vez que, nestas, são os processos denudacionais que predominam na Paisagem. Destarte, a existência de litótipos sedimentares conservados, ainda que alçados a elevadas cotas (ultrapassando níveis topográficos de cimeiras cristalinas regionais), podem revelar alçamentos recentes da superfície, que podem ter sido produtos de reativações; essa hipótese foi reforçada por diversos momentos

nesta pesquisa, a partir dos valores trazidos pelos índices morfométricos selecionados.

Em seguida, focando numa análise mais quantitativa, tem-se a enorme discrepância de valores dos índices morfométricos escolhidos, nos diferentes setores analisados: sedimentar e cristalino. Em se tratando do KSN, notou-se uma tendência a elevados valores nos canais que drenam os setores de front, cimeira e reverso da escarpa, o que na literatura releva possível controle estrutural no relevo, pois os mesmos condicionam as estruturas. O mesmo não pôde ser observado no Maciço, uma vez que houve uma concentração de valores baixos de KSN, apontado como um indicativo de inexistência de controle estrutural ou pouca atividade tectônica.

Ainda em relação à escala de canal, notórias foram as discrepâncias entre padrões de drenagem dos dois trechos em questão: canais que drenam compartimentos sedimentares da área, apresentaram a prevalescência de drenagem paralela, o que pode ser atribuído a um soerguimento de borda, um vez que o trecho do planalto analisado, apresenta uma morfologia do tipo *cuesta*. Os valores das integrais hipsométricas, também mostraram-se discrepantes, sendo altos (próximos a 0,6) àquelas bacias situadas no Maciço de Mata Grande, e baixos (na ordem de 0,3), aos leitos fluviais assentados sobre o Planalto Sedimentar do Jatobá. Conforme apontado pela literatura de Davis (1899) e Strahler (1952), tais valores refletem estágios do relevo jovem e maduro ou senil, respectivamente.

Muitos estudos tem sido desempenhados na região do Nordeste Oriental brasileiro, e, em suas grande maioria, esses, a partir das mais diversas técnicas geomorfológicas, sobretudo ao campo referente à morfometria, trazem evidências de possíveis controles estruturais na dinâmica evolutiva da paisagem local. Entretanto, apesar de várias respostas terem sido suscitadas, um questionamento central vem à tona em se tratando de processos de possíveis reativações pós-rifte nesta região: Qual ou quais os mecanismos internos desencadeadores desses pulsos cenozoicos e de que forma a morfometria ainda pode auxiliar neste processo?

## **10. CONSIDERAÇÕES FINAIS**

Em linhas gerais, esta pesquisa alcançou os objetivos elencados previamente, demonstrando a eficácia de técnicas morfométricas, sejam ligadas à escala de área ou a de canais, para a identificação de anomalias em padrões de relevo de bacias hidrográficas. A partir dos valores encontrados, sobretudo no compartimento sedimentar analisado, constatou-se uma maior existência de possíveis atividades ligadas a perturbações tectônicas recentes, revelada pelos altos valores de Ksn, e os valores de Smf próximos a 1 (um), apontam uma maior influência de escarpas retilíneas, associadas a possíveis pulsos tectônicos, sendo poucos os trechos onde observou-se escarpas

sinuosas.

A correspondência entre o direcionamento dos lineamentos e o sentido dos canais que drenam os trechos do escarpamento em questão, revelam o condicionamento estrutural da drenagem, reforçando a hipótese de possível influência tectônica na área. A existência de padrões retilíneos de drenagem e os altos valores de  $K_{sn}$  obtidos, também são outros fatores que contribuem com tal assertiva.

Já índices provenientes da análise de Maciço de Mata Grande, revelaram uma maior tendência há predominância de processos denudacionais, situados principalmente na cimeira. Não obstante, constou-se a presença de knickpoints e padrões assimétricos de drenagem que podem estar correlacionados tanto aos diferentes graus de resistência dos litótipos que compõem o maciço, como com irrisória atividade tectônica na área.

Talvez a mais forte das evidências, em termos hidrogemorfológicos, além dos índices seja os distintos graus de conservação e dissecação entre as cimeiras sedimentar e cristalina, seja a ausência da drenagem no topo da cimeira sedimentar. Os canais que drenam a escarpa inexistem no front restringem-se ao reverso, num padrão de drenagem paralelo, obedecendo o caimento do mesmo. Ao passo que, àqueles instaurados no maciço, tem seus cursos bem marcados, com altos índices de dissecação, principalmente no topo da cimeira.

Não obstante, apesar das evidências tectonoestruturais que se projetam na paisagem, ainda é uma incógnita em curso para os cientistas das áreas de geomorfologia estrutural, geologia estrutural, geofísica e geotectônica, compreender qual ou quais mecanismos internos são responsáveis por processos de reativações pós-rifte no Nordeste Oriental brasileiro. Entretanto, de certo que a geomorfometria tem sido extremamente útil para verificações de hipóteses acerca de alçamento de antigas estruturas por vias tectônicas e principalmente, para fins de investigação do comportamento da drenagem superficial.

Portanto, todas as evidências aqui encontradas, apontam para a hipótese de que movimentações tectônicas cenozoicas, quando atreladas a fatores climáticos (pretéritos e vigentes) propícios a períodos de maior dissecação de estruturas, são responsáveis pela manutenção de escarpas erosivas em planaltos sedimentares que possuem cotas topográficas semelhantes aos planaltos cristalinos, numa mesma superfície alçada. Ademais, espera-se que os resultados aqui obtidos suscitem mais pesquisas de natureza geomorfométrica, bem como sirvam como um recurso adicional de caracterização geoambiental da área estudada, podendo assim, subsidiar novos estudos referentes à geomorfologia da área, uma vez que esses são escassos.

## REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. Depressões periféricas e depressões semiáridas no nordeste do Brasil. **Boletim Paulista de Geografia**, n. 22, p. 3-18, 1956
- ALVES, F. C.; ROSSETI, D. F.; VALERIANO, M. M.; ANDRADES FILHO, C.O. Neotectonics in the South American passive margin: Evidence of Late Quaternary uplifting in the northern Paraíba Basin (NE Brazil). **Geomorphology**, v. 325, p. 1-16, 2019.
- ALVES, T. M. et al. III. 4. A evolução de bacias sedimentares tipo-rift em margens continentais passivas: o exemplo da Margem Ocidental Ibérica. In: **Geologia de Portugal 2**. 2013. p. 349-404.
- ANDRADE, G. O.; CALDAS LINS, R. Introdução a morphoclimatologia do Nordeste do Brasil 2a ed., revista Inst. **Ciê. Terra, Univ. Recife**, v. 3, p. 4, 1965.
- ANDRADE, G. O. Gênese do relevo nordestino: estado atual dos conhecimentos. *Estad. Univ., Recife*, 2-3 pp. 1-13, 1968.
- AHMAD, S.; BHAT, M. I. Tectonic geomorphology of the Rambhara basin, SW Kashmir Valley reveals emergent out-of-sequence active fault system. **Himal Geol**, v. 33, n. 2, p. 162-172, 2012.
- ARRUDA, M. G. C.; CORRÊA, A. C. B. Compartimentação Morfoestrutural como Instrumento para Reconstrução da Evolução Geomorfológica da Borda Sudeste da Bacia do Jatobá, Pernambuco. **VII SINAGEO**, 2008
- ASMUS, H.E. & BAISCH, P.R. Geological evolution of Brazilian continental margin. **Episodes**, Nottingham. v.4, p.3-9. 1983.
- BAULIG, H. 1956 Vocabulaire franco-angloallemand de géomorphologie. Paris, Les **BeBes Lettres**. 230p
- BARBOSA, M. E. F.; FURRIER, M. Caracterização geomorfológica e morfométrica para averiguação de atividade tectônica. **Mercator (Fortaleza)**, v. 14, p. 123-149, 2015.
- BARBOSA, M. E. F.; FURRIER, M. TÉCNICAS DE GEOPROCESSAMENTO E MORFOMETRIA APLICADOS NA DETECÇÃO DE ATIVIDADES NEOTECTÔNICAS NO GRUPO BARREIRAS, ESTUDO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO GURUJI (PB)(Geoprocessing morphometry techniques and applied in the detection...). **Acta Geográfica**, v. 6, n. 11, p. 117-131, 2012.
- BARBOSA, M. E. F.; FURRIER, M. Influência Neotectônica Identificada Através de Dados Morfométricos e de Produtos Cartográficos na Bacia Hidrográfica do Rio Gurujá (PB), Brasil (Influence Neotectonics Identified by Means of Morphometric Data and Cartographic Products in the Gurujá...). **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 4, n. 1, p. 215-228, 2011.
- BARBOSA, T. S.; LIMA, V. F.; FURRIER, M. Anomalias em padrões de redes de drenagem como fator de verificação de neotectônica—um estudo de caso nas sub-bacias do rio Mamuaba-PB. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 26, p. 195-213, 2013.
- BERTOLINI, W. Z. O CONCEITO DE EQUILÍBRIO EM GEOMORFOLOGIA: PERSPECTIVAS TEÓRICAS E METODOLÓGICAS PARA SUA AVALIAÇÃO. **REVISTA GEONORTE**, v. 3, n. 4, p. 33-45, 2012.
- BERTOLINI, W. Z. (2019). O conceito de equilíbrio em Geomorfologia. **Terræ Didática**, 15, 1 17, e19038. doi: 10.20396/td.v15i0.8655009
- BEZERRA, F.H.R., TAKEYA, M.K., SOUZA, M.O.L. & DO NASCIMENTO, A.F. 2007.

Coseismic reactivation of the Samambaia fault, Brazil. *Tectonophysics* 430:27–39.

BEZERRA, F.H.R., ROSSETI, D.F., OLIVEIRA, R.G., MEDEIROS, W.E., NEVES, B.B. BRITO, BALSAMO, F., NOGUEIRA, F.C.C., DANTAS, E.L., ANDRADES FILHO, C. & GÓES, A.M. 2014. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics* (Amsterdam), 614:78-90

BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, GO de. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Arquivos do Instituto de Ciências da Terra*, v. 2, p. 2-14, 1964.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.

BISHOP, P. et al. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, v. 30, n. 6, p. 767-778, 2005.

BISHOP, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms: the Journal of the British Geomorphological Research Group*, v. 32, n. 3, p. 329-365, 2007.

BOTT, M. H. P. Rifted passive margins. In: *Developments in Geotectonics*. Elsevier, 2006. p. 409-426.

BOTT, M. H. P., Passive margins and their subsidence. *J. Geol. Soc. London*, 149: 805-812. 1992

BRODIE, J; W., N. The link between sedimentary basin inversion and igneous underplating. In: BUCHANAN, J. G.; BUCHANAN, P.G. (Eds.). *Basin Inversion*. Geological Society of London, Special Publications 88, pp. 21–38, 1995.

BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, v. 44, p. 493-518, 2014.

BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, E.J., NETO, M., KOZUCH, M. 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Rev. Bras.de Geoc.*, v. 25, n. 4, p. 279- 296.

BRITO NEVES, B. B. O fenômeno da ativação no contexto da tectônica global. *Boletim IG-USP. Série Didática*, n. 4, p. 1-174, 1992.

BÜDEL, J. Die “doppelten Einebnungsflächen” in den feuchten Tropen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v. 1, n. 2, p. 223-225, 1957.

BULL, William B.; MCFADDEN, Leslie D. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: *Geomorphology in arid regions*. Routledge, 1977. p. 115-138.

BURNETT, A. W.; SCHUMM, Stanley Alfred. Alluvial-river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. *Science*, v. 22 2, n. 4619, p. 49-50, 1983.

CASSETI, V. Geomorfologia. Disponível em:< [www.funape.org.br/geomorfologia](http://www.funape.org.br/geomorfologia)>. *Acessado em*, v. 9, n. 08, p. 2021, 2005.

COSTA, J. M. et al. O sismo de João Câmara de 10 de março de 1989 (m= 4.9). *Proc., I Congr. Braz. geophys. Society*, v. 1, p. 371-375, 1989.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Bacias sedimentares paleozóicas e meso-cenozóicas

interiores. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, Brasília**, 2003.

CRUZ, O. Contribuição geomorfológica ao estudo de escarpas da Serra do Mar. **Revista do Instituto Geológico**, p. 9-20, 1990.

CRUZ, R. F. **Estudo isotópico aplicado a caracterização geotectônica do domínio Pernambuco-Alagoas oeste, província Borborema, região nordeste do Brasil**. 2014. Tese de Doutorado.

DAVIS, W. M. The geographical cycle. **The Geographical Journal**, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.

DEMANGEOT, J. Essair sur le relief du Nord-est Brésilien. **Annales de Géographie**, Paris, v. 69(372), p. 157-176, 1960.

DRESCH, J. Les problèmes géomorphologiques du Nord-Est Brésilien. Bulletin de l'Association des Géographes Français, v. 263/264, p. 48-59, 1957.

DREWS, M. G. P.; VIEIRA, M. A.; BARRETO, E. L. Estudos Magnetométricos na Região de João Câmara (RN). In: **2nd International Congress of the Brazilian Geophysical Society**. European Association of Geoscientists & Engineers, 1991. p. cp-316-00030.

EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, J.; KELLER, E. A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). **Geomorphology**, Amsterdam, v. 96, 150–173, 2008.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; PERINOTTO, J. A. J.; FULFARO, V. J. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão - RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências - USP - Série Científica**, São Paulo, v. 4, n.2, p. 43-56, 2004.

FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.) 1968 The Encyclopedia of Geomorphology. New York, **Reinhold Book Corpo** 1.295 p.

FERRAZ, C. M. L.; OTONI, T. ISOSTASIA FLEXURAL ADJACENTE À MARGEM CONTINENTAL.

FERNANDES, C. et al. Distribuição Espacial de Sismos de João Camara (RN). In: **2nd International Congress of the Brazilian Geophysical Society**. European Association of Geoscientists & Engineers, 1991. p. cp-316-00098

FIERZ, M. M. A teoria do equilíbrio dinâmico em geomorfologia. **Geosp – Espaço e Tempo (Online)**, v. 19, n. 3, p. 605-629, mês. 2016. ISSN 2179-0892. Disponível em: <<http://www.revistas.usp.br/geosp/article/view/107614>> Acesso em: 06 Ago 2022.

FIGUEROA, Andrea M.; KNOTT, Jeffrey R. Tectonic geomorphology of the southern Sierra Nevada Mountains (California): Evidence for uplift and basin formation. **Geomorphology**, v. 123, n. 1-2, p. 34-45, 2010.

FLINT, J.J. 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. **Water Resources Research**, 10 (5): 969–973

FLORINSKY, Igor V. An illustrated introduction to general geomorphometry. **Progress in Physical Geography**, v. 41, n. 6, p. 723-752, 2017.

GOIS, L. S. de Souza et al. Caracterização de materiais quaternários no ambiente de exceção em Mata Grande-AL. 2020.

GOIS, L. S. S.; FALCÃO, N. A. M.; MONTEIRO, Kleython de Araújo. Mapeamento de unidades morfoestruturais e morfoesculturais no maciço de Mata Grande, Alagoas e

entorno. **Geosul**, v. 36, n. 79, p. 414-430, 2021.

GOIS, L. S. S. et al. CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA DOS COLÚVIOS DO MACIÇO DE MATA GRANDE-AL: UMA COMPARAÇÃO ENTRE BREJOS DE ALTITUDE DO NORDESTE DO BRASIL. **Revista de Geociências do Nordeste**, v. 7, n. 1, p. 01-12, 2021.

GOUDIE, A. S. The drainage of Africa since the Cretaceous. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 67, p. 437-456, 2005.

GREEN, P. F.; JAPSEN, P.; CHALMERS, J. A.; BONOW, J. M.; DUSSY, I. R. Post-breakup burial and exhumation of passive continental margins: Seven propositions to inform geodynamic models. **Gondwana Research**, v. 53, p. 58-81, 2018.

GUERRA, A. T. & GUERRA, A. J. T. Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico. Rio de Janeiro: **Bertrand Brasil**, 1997. 652p.

GURGEL, S. P. P.; BEZERRA, F. H. R.; CORRÊA, A. C. B.; MARQUES, F. O.; MAIA, R. P. Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 186, n. 1, p. 68 - 84, 2013.

GUZMÁN, J. et al. Estratigrafia da Bacia de Jatobá: estado da arte. **Estudos Geológicos**, v. 25, n. 1, p. 53-76, 2015.

HACK, J. T. Stream-profiles analysis and stream-gradient index. **Journal Research U.S. Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HARLIN, JOHN M. Statistical moments of the hypsometric curve and its density function. **Statistical Moments Of The Hypsometric Curve And Its Density Function**, [s.l.], v. 10, n. 1, p.59-72, jan. 1978

HENGL, T.; REUTER, H. I. (Ed.). **Geomorphometry: concepts, software, applications**. Newnes, 2008.

HOLDSWORTH, R. E.; BUTLER, C. A.; ROBERTS, A. M. The recognition of reactivation during continental deformation. **Journal of the Geological Society**, v. 154, n. 1, p. 73-78, 1997.

HOLFORD, S. P.; GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; TURNER, J. P.; HILLIS, R. R.; STOKER, M. S. Regional intraplate exhumation episodes related to plate-boundary deformation. **GSA Bulletin**, v. 121; n. 11/12, p. 1611-1628, 2009.

HOWARD, A. D.; KERBY, G.. Channel changes in badlands. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, n. 6, p. 739-752, 1983.

HOWARD, A. D. A detachment-limited model of drainage basin evolution. **Water resources research**, v. 30, n. 7, p. 2261-2285, 1994.

INDREVÆR, K.; GABRIELSEN, R. H.; FALEIDE, J. I. Early Cretaceous synrift uplift and tectonic inversion in the Loppa High area, southwestern Barents Sea, Norwegian shelf. **Journal of the Geological Society**, v. 174, p. 242-254, 2017.

JELINEK, A. R.; GOMES, L. C. C.; BICCA, M. M.. Evolução termotectônica fanerozoica da margem continental na área do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. **Pesquisas em Geociências**. Vol. 47, n. 1 (2020), e0823, 2020.

KALE, V. S. The Western Ghat: The Great Escarpment of India. In: MIGÓN, P. (Ed.). **Geomorphological landscapes of the world**. Dordrecht: Springer, 2010. 257-264 p.

KING, Lester C. Canons of landscape evolution. **Geological Society of America Bulletin**, v. 64, n. 7, p. 721-752, 1953.

- KING, L.C., 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. **Rev. Bras. Geogr.** 18 (2), 3 – 121
- KING, L. C. 1962 **The Morphology of the Earth**. London, Oliver & Boyd. 726p.
- LAGUE, D. The stream power river incision model: evidence, theory and beyond. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 1, p. 38-61, 2014.
- LAVARINI, C.; MAGALHAES JUNIOR, A. P. ; OLIVEIRA, F. S. ; CARVALHO, A. Neotectonics, river capture and landscape evolution in the highlands of SE Brazil. **Mercator**, Fortaleza, v. 15, p. 95- 119, 2016.
- LIMA, V. F.; LAVOR, L. F.; FURRIER, M. Estudo Neotectônico em Margem Continental do Tipo Passiva. **Geografia, Ensino & Pesquisa**, v. 21, n. 1, p. 206-215, 2017.
- LIMA, J.C.F., et al. 2017. Neogene-Quaternary fault reactivation influences coastal basin sedimentation and landform in the continental margin of NE Brazil. **Quaternary International**, 438:92-107.
- LISTER, G. S., Etheridge, M. A. and Symonds, P.A., 1991. Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics*, 10: 1038-1064
- LOCZY, L. & LADEIRA, E. A. 1981 Geologia estrutural e introdução à geotectônica. São Paulo, **Edgard Blücher Ltda**. 528p.
- LUZ, Rosana Maria Nascimento et al. **Estrutura crustal e mantélica da província Borborema através de funções do receptor e dispersão de ondas superficiais**. 2015. Tese de Doutorado. UFRN.
- MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento geomorfológico do nordeste brasileiro. *Bol. Núcleo Nordeste da SGB, Recife*, 3, pp. 5-35, 1975.
- MAGNAVITA, L. P.; CUPERTINO, J. A. Conceção atual sobre as bacias de Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. *B. Geociências PETROBRÁS*, v. 1, n. 2, p. 119-134, ago/dez. 1987.
- MAGNAVITA, L. P.; DAVISON, I.; KUSZNIR, N. J. Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. **Tectonics**, v. 13, n. 2, p. 367-388, 1994.
- MAIA, Rúbson Pinheiro; BEZERRA, Francisco Hilário Rego; SALES, Vanda Claudino. Geomorfologia do Nordeste: concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento nordestinas. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 27, n. 1. Esp, p. 6-19, 2010.
- MAIA; R. P. BEZERRA, F. H. R. Potiguar Basin: Diversity of Landscapes in the Brazilian Equatorial Margin. In: VIEIRA, B. C.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. **Landscapes and landforms of Brazil**. Dordrecht: Springer, 2015. p. 147-156.
- MAIA, Rubson Pinheiro; BÉTARD, François; BEZERRA, Francisco Hilário. Geomorfologia dos Maciços de Portalegre e Martins–NE do Brasil: Inversão do relevo em análise. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 2, 2016.
- MANDAL, S. K.; BURG, J. P.; HAGHIPOUR, N. Geomorphic fluvial markers reveal transient landscape evolution in tectonically quiescent southern Peninsular India. **Geological Journal**, v 52, p. 681–702, 2017.
- MARENT, Breno Ribeiro; SALGADO, André Augusto Rodrigues; SANTOS, Leonardo José Cordeiro. Modelos de evolução do relevo de margens passivas em regiões com grande escarpamento. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 2, 2013.
- MARENT, Breno Ribeiro; VALADÃO, Roberto Célio. Contribuição aos estudos da evolução da escarpa entre as bacias hidrográficas dos rios Doce e Paraíba do Sul, na Serra da Mantiqueira-MG-Brasil. **GEOUSP Espaço e Tempo (Online)**, v. 23, n. 2, p. 417-434, 2019.

- MARQUES, F. O.; NOGUEIRA, F. C. C.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, D. L. The Araripe Basin in NE Brazil: An intracontinental graben inverted to a high-standing horst. **Tectonophysics**, v. 630, n. 1, p. 251-264, 2014.
- MELO, Jonas Herisson Santos de et al. APLICAÇÃO DE ÍNDICES MORFOMÉTRICOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO IPANEMA, PERNAMBUCO-ALAGOAS. **Cep**, v. 57072, p. 970, 2021.
- MELO, José Geraldo de. Hidrogeologia da Bacia Sedimentar do Jatobá - recursos exploráveis e dispositivos de captação. **Águas Subterrâneas**, 1980.
- MILANI, E.J., DAVISON, I., 1988. Basement control, and transfer tectonics in the Reconcavo–Tucano–Jatoba rift, Northeast Brazil. **Tectonophysics** 154, 41–70.
- MILLOT, Georges. **Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes**. 1983.
- MONTEIRO, Kleython de Araujo; CORRÊA, Antonio Carlos de Barros. Application of morphometric techniques for the delimitation of Borborema Highlands, northeast of Brazil, eastern escarpment from drainage knick-points. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, p. 102729, 2020.
- MONTEIRO, Kleython de Araujo. **Superfícies de aplainamento e morfogênese da bacia do rio Tracunhaem, Pernambuco**. 2010. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco.
- MONTEIRO, Carlos Augusto de Figueiredo. William Morris Davis e a teoria geográfica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, n. 1, 2001.
- MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Where do channels begin?. **Nature**, v. 336, p. 232-234, 1988.
- MOREIRA, J. A. M. et al. Contribuição da gravimetria para o entendimento da sismicidade de João Câmara. In: **SBG, Congresso Brasileiro de Geologia**. 1990. p. 2145-2153.
- MOREIRA, Vinícius Borges; PEREZ FILHO, Archimedes. Das superfícies de aplainamento aos pulsos climáticos holocênicos: a evolução da paisagem em relevos de chapada. **Sociedade & Natureza**, v. 32, p. 164-182, 2022.
- NOGUEIRA, F. C. C.; MARQUES, F. O.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, D. L. FUCK, R. A. Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: Insights from the Rio do Peixe Basin. **Tectonophysics**, v. 644-645, n. 1, p. 92-107, 2015.
- OJEDA, H.A.O. Structural framework, stratigraphy and evolution of Brazilian marginal basins. **AAPG Bulletin**. 66, p. 732-749. 1982.
- OLLIER, C.D. (1985). Morphotectonics of continental margins with great escarpments. In: Morisawa, M. & Hack, J.T. (eds.). **Tectonic Geomorphology**. Boston, Allen & Unwin, p:3-25.
- OLIVEIRA, D. Capturas fluviais como evidências da evolução do relevo: uma revisão bibliográfica. **Revista do Departamento de Geografia, São Paulo**, v. 20, p. 37-50, 2010.
- OLIVEIRA, G. P. **Evolução morfoestrutural e morfotectônica pós-rifte de divisores de drenagem em ambientes de margem passiva: o caso do Nordeste oriental brasileiro** . 2019. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco.
- OVIEDO, Jorge Adrián Reys. Geomorfología Tectónica del Sistema de Fallas del Zulia en el flanco occidental del Sinclinal del Zulia, Norte de Santander–Colombia. **Geología**, 2015.

PASA, V. **Estudo da Conexão entre as drenagens do Médio Paraíba do Sul e do Alto Tietê: O caso do cotovelo de Guararema-SP, Brasil.** 2013. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

PEIFER, Daniel et al. Bases teóricas do modelo stream-power de incisão fluvial. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 23, n. 2, p. 1512-1523, 2022.

PÉREZ-PEÑA, J. V.; AL-AWABDEH, M.; AZAÑÓN, J. M.; GALVE, J.P., BOOTH-REA, G.; NOTTI, D. Swath profiler and NProfiler: two new ArcGIS add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. **Computer & Geosciences**, v. 104, p. 135–150, 2017.

PÉREZ, E. M. Evolução tectônica e estratigráfica das bacias da margem continental do Uruguai. 2013. 166 f. **Tese - (doutorado)** - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2013. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/11449/138385>> Acesso em: 06 Ago 2022.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia.** Rio de Janeiro: Ibge, 1978.

PENCK, W. Die Morphologische Analyse, Ein Kapitel der Physikalischen Geologie. **J. Engelhorn's Nachf.**, 1924.

PENCK, W. Morphological analysis of land forms: a contribution to physical geology. 1953.

\_\_\_\_\_, W. 1953 Morphological analysis of landforms. IN: CZECH, H & BOSWELL, K. C. **Die morphologische analyse.** London, McMillan

PEULVAST J. P.; BÉTARD F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: the Araripe Basin as erstanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 233, p. 20-40, 2015.

PÉREZ-PEÑA, J. V. et al. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. **Geomorphology**, v. 119, n. 1-2, p. 74-87, 2010.

PIKE, Richard J.; WILSON, Stephen E. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. **Geological Society of America Bulletin**, v. 82, n. 4, p. 1079-1084, 1971.

PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. New physical evidence of the role of stream capture in active retreat of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachians. **Geomorphology**, Amsterdam, n. 123, n. 3-4, p. 305–319, 2010.

PRITCHARD, D. et al. Uplift histories from river profiles. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 24, 2009.

QUINN, J. H. 1968 Escarpment, scarp. IN: FAIRBRIDGE, R. W. (ed.). The Encyclopedia of Geomorphology. New York, **Reinhold Book Corpo** 1.295p

RADAIDEH, O. M. A.; GRASEMANN, B.; MELICHAR, R.; MOSAR, J. Detection and analysis of morphotectonic features utilizing satellite remote sensing and GIS: An example in SWJordan. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 275, n. 1. p. 58-79, 2016.

RIBEIRO, S. C.; MARÇAL, M. S.; CORRÊA, A. C. B. Geomorfologia de áreas semi-áridas: uma contribuição ao estudo dos sertões nordestinos. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 27, n. 1, p. 120-137, 2010.

RICCOMINI, C.; ASSUMPÇÃO, M. Quaternary tectonics in Brazil. **Episodes Journal of International Geoscience**, v. 22, n. 3, p. 221-225, 1999.

RIFFEL, S. B. Curva hipsométrica no mapeamento de paleosuperfícies: abordagem

- quantitativa. **Unpublished Ph. D Dissertation, Universidade Federal do Paraná, 76p**, 2005.
- ROSSELLO, E. de Santa Ana, H & Veroslavsky, G. El lineamiento Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura Atlántica. *Revista Brasileira de Geociências*. v30, no 4, p. 749-756. 2000.
- ROSSELLO, E.A.; Veroslavsky, G.; Masquelin, H. & de Santa Ana, H. El corredor jurócretácico Santa Lucía-Aiguá-Merín (Uruguay): cinemática transcorrente dextral y controles preexistentes. *Revista de la Asociación Argentina*. 62(1), p. 92-104. 2007.
- ROSS, J. L. S. O relevo brasileiro nas macroestruturas antigas. **Continentes-Revista de Geografia**, n. 2, p. 8-27, 2013.
- ROSS, J. L. S. et al. Macroformas do relevo da América do Sul. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 38, p. 58-69, 2019.
- RUHE, R. V. 1975 *Geomorphology*. New York, **Houghton Mifflin Co** 245p.
- SANTOS, C. A. Geoprocessamento e integração de dados para mapeamento geomorfológico e morfoestrutural da Folha Poço da Cruz, Bacia de Jatobá-PE. 2012. 105 f. **Tese (Doutorado)** – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2012.
- SANTOS, E. J. 2000. Contexto Tectônico Regional. In: Medeiros, V.C. 2000. (Org.). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Aracaju/NE – SC.24-X (escala 1:500.000). Brasília, **CPRM**, 3-7.
- SANTOS, C. F.; CUPERTINO, J. A. & BRAGA, J. A. E. Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. Origem e evolução das bacias sedimentares, **PETROBRAS**, Rio de Janeiro, 1990.
- SANTOS, J. G. L. Caracterização dos aspectos físicos dos depósitos superficiais do maciço de Mata Grande - Alagoas. 2020. 50 f. **Trabalho de Conclusão de Curso** (Bacharelado em Geografia) - Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2021.
- SALGADO, A. A. R.; SOBRINHO, L. C. G.; CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; BOURLÈS, D.; BRAUCHER, R.; MARENT, B. R. Estudo da evolução da escarpa entre as bacias do Doce/Paraná em Minas Gerais através da quantificação das taxas de desnudação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, p. 213-222, 2012
- SALGADO, A. A. R.; MARENT, B. R.; CHEREM, L. F. S.; BOURLÈS, D.; SANTOS, L. J. C.; BRAUCHER, R.; BARRETO, H. N. Denudation and retreat of the Serra do Mar escarpment in southern Brazil derived from in situ-produced <sup>10</sup>Be concentration in river sediment. **Earth Surface Progress and Landforms**, n. 39, p. 311-319, 2014.
- SALGADO, A. A. R.; CHEREM, L. F. S.; SORDI, M. V. Grandes capturas fluviais no Brasil: síntese das novas descobertas. **Estudos do Quaternário/Quaternary Studies**, n. 19, p. 23-31, 2018.
- SARTORI, J. E.; MORALES, N. REATIVAÇÃO DE FALHAS: O CASO DA ZONA DE FALHA DE CÁSSIA/MG. **Holos Environment**, 2016.
- SEPÚLVEDA, T. Neotectónica y paleosismología de la falla Mesamávida: Evidencia de actividad cuaternaria tardía del cabalgamiento Andino Occidental (WATF) en la Región del Maule, Chile Central (36 S). **Bachelor thesis, Universidad de Concepción**, 2019.
- SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. TopoToolbox 2–MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. **Earth Surface Dynamics**, v. 2,

n. 1, p. 1-7, 2014.

SHCHETNIKOV, A. A. Morphotectonic inversion in the Tunka rift basin (southwestern Baikal region). **Russian Geology and Geophysics**, v. 58, p. 778–786, 2017.

SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B. B. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, CPRM**, p. 5-25, 2003.

SOFIA, G.; HILLIER, J. K.; CONWAY, S. J. Frontiers in Geomorphometry and Earth Surface Dynamics: possibilities, limitations and perspectives. **Earth Surface Dynamics**, v. 4, n. 3, p. 721-725, 2016.

SORDI, M. V.; SALGADO, A. A. R.; SIAME L.; BOURLÉS, D.; PAISANI, J. C.; LEANNI, L.; BRAUCHER, R; COUTO, E. V. Implications of drainage rearrangement for passive margin escarpment evolution in southern Brazil. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 306, p. 155-169, 2018.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, n. 4, p. 335-367, 1983.

SILVA, I. C.; FURRIER, M. Aplicação de índices morfométricos para análise de influência estrutural e tectônica no relevo de margem continental tipo atlântica, paraíba-brasil. **Mercator**, v. 20, 2021.

SILVA NÓBREGA, Ranyére et al. **A relação entre o relevo e o clima como proposição de caracterização da fisiologia da paisagem em Pernambuco, Brasil**. Geo UERJ, n. 34, 2019.

SILVA, M. L. Mapeamento de superfícies aplainadas no norte de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, n. 02, p. 526-545, 2016.

SILVA, T. M. Superfícies geomorfológicas do planalto sudeste brasileiro: revisão teórico-conceitual. **Geo Uerj**, v. 2, n. 20, p. 1-22, 2009.

SORDI, M. V.; PAISANI, J. C.; PEREIRA, J. S. Condicionamento litoestrutural e diferenciação preliminar dos vales do planalto vulcânico sul-rio-grandense a partir de parâmetros morfométricos da drenagem. **Pesquisas em Geociências**, v. 48, n. 4, 2021.

SHAHZAD, F. AND GLOAGUEN, R.: TecDEM: A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 1: Drainage network preprocessing and stream profile analysis. *Comput. Geosci.*, 37, 250–260, 2011.

SCHERLER, D., BOOKHAGEN, B., AND STRECKER, M. R.: Tectonic control on <sup>10</sup>Be-derived erosion rates in the Garhwal Himalaya, India. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, in press, 2013.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 63, p. 1117-1142, 1952a.

STRAHLER, A. N. 1952b. Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, New York, v. 63, p. 923-938.

STRAHLER, A. N. Part II. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. **Handbook of Applied Hydrology: McGraw-Hill, New York**, p. 4-39, 1964.

PEULVAST, J.; CLAUDINO SALES, V. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian «Nordeste»: constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, v. 62, n. 1-2, p. 89-122, 2004.

TAKEYA, M. et al. The 1986–1988 intraplate earthquake sequence near João Câmara,

northeast Brazil—evolution of seismicity. **Tectonophysics**, v. 167, n. 2-4, p. 117-131, 1989.

TAVARES, B. A. C.; CORRÊA, A. C. B.; LIRA, D. R.; CAVALCANTI, L. C. S. Compartimentação geomorfológica e morfotectônica do Gráben do Cariatá, Paraíba, a partir de imageamento remoto. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 15, n. 4, p. 523-538, 2014.

TAVARES, B. A. C. **Evolução morfotectônica dos pedimentos embutidos no planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. 2015. 251 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós Graduação em Geografia, Universidade Federal do Pernambuco, Recife, 2015.

TORRES, H. H. F. Metodologia para estudos neotectônicos regionais: o caso João Câmara. Recife: **CPRM**, 1994. (Publicações Especiais,3). Disponível em: <<https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/8737>> Acesso em: Ago 2022.

TURNER, J. P.; WILLIAMS, G. A. Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening. **Earth Sciences Reviews**, v. 65, p. 277-304, 2004.

UAGODA, Rogério. NÍVEL DE BASE, TEORIA E MODELOS EM GEOMORFOLOGIA. **Geografia em Atos (Online)**, v. 2, n. 14, 2014.

USSAMI, N., MOLINA, E.C., and MEDEIROS, W.E., 1999, Novos vínculos sobre a evolução térmica da margem continental leste do Brasil: 7th National Symposium on Tectonic Studies and International Symposium on Tectonics of the Brazilian Geological Society, Lençóis, 1999, **Anais**, Sessão 3, pp. 20-23.

VASCONCELOS, D. L.; BEZERRA, F. H. R.; MEDEIROS, W. E.; CASTRO, D. L.; CLAUSEN, O. R.; VITAL, H; OLIVEIRA, R. G. Basement fabric controls rift nucleation and postrift basin inversion in the continental margin of NE Brazil. **Tectonophysics**, v. 751, p. 23-40, 2019.

VASCONCELOS, D.L., BEZERRA, F.H.R., CLAUSEN, O.R., MEDEIROS, W.E., CASTRO, D.L., Vital, H., Barbosa, J.A. 2019. Influence of Precambrian shear zones on the formation of oceanic fracture zones along the continental margin of Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, 101:322-333.

VAN DER PLUIJM, B. A.; MARSHAK, S. **Earth Structure**. 2. ed. New York: W. M. Norton & Company, 2004. 656 p.

VAN SCHMUS, W. R. et al. UPb and SmNd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 3-4, p. 267-288, 1995.

VANACKER, V.; BLANCKENBURG, F. V.; HEWAWASAM, T.; KUBIK, P. W. Constraining landscape development of the Sri Lankan escarpment with cosmogenic nuclides in river sediment. **Earth and Planetary Science Letters**, n. 253, p. 402-414, 2007.

VEROSLAVSKY, G.; Rossello, E.A.; Muzio, R. & de Santa Ana. Tectónica y magmatismo de la Cuenca Laguna Merin: relictos de una proto dorsal oceánica jurcretácica. In: **V Congreso Uruguayo de Geología**. Montevideo. Resúmenes. CD-ROM. 2007.

VEROSLAVSKY, G.; Daners, G. & de Santa Ana, H. Rocas sedimentarias pérmicas en la plataforma continental uruguaya: el prerift de la Cuenca Punta del Este. **Geogaceta** 34, p.203-206. 2003.

VEROSLAVSKY, G. Geologia da Bacia de Santa Lucía, Uruguay. Rio Claro, 189p. (**Tese de Doutoramento em Geologia Regional**). Instituto de Geociências. Universidade Estadual Paulista - Rio Claro. 1999

- VITA-FINZI, C. River history and tectonics. **Phil. Trans. R. Soc. A**, v. 370, n. 1966, p. 2173-2192, 2012.
- VITTE, A. C. (2001) Considerações sobre a Teoria da Etchplanação e sua Aplicação nos Estudos das Formas de Relevo nas Regiões Tropicais Quentes e Úmidas. **Terra Livre**. São Paulo, 16:11-24
- WAYLAND, E. J. Pediplains and some other erosions platforms. Annual Report and Bull. Protectorate of Uganda, Geological Survey Dept. **Notes**, v. 1, n. 74, p. 376-377, 1933
- WELLS, S. G. et al. Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary pacific coast of Costa Rica. **Geomorphology**, v. 1, n. 3, p. 239-265, 1988.
- WHITNEY, B. B.; HENGESH, J. V. Geomorphological evidence of neotectonic deformation in the Carnarvon Basin, Western Australia. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 228, p. 579-596, 2015.
- WILLETT, S. D.; MCCOY, S. W.; PERRON, J. T.; GOREN, L.; CHEN, C. Dynamic reorganization of river basins. **Science**, v. 343, 1117-1127, 2014.
- WILSON, J. T. Did the Atlantic Close and Then Re-open?. **Nature**, v. 211, p. 676-681, 1966.
- WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 104, n. B8, p. 17661-17674, 1999.
- WHIPPLE, K. X., Wobus, C., Crosby, B., Kirby, E., & Sheehan, D. (2007). New tools for quantitative geomorphology: Extraction and interpretation of stream profiles from digital topographic data. **GSA short course**, 506, 1-26.
- WOBUS, C. et al. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. **Special papers geological society of America** 398: 55. 2006.
- YAMATO, P.; HUSSON, L.; BECKER, T. W.; PEDOJA, K. Passive margins getting squeezed in the mantle convection vice. **Tectonics**, v. 32, p. 1559-1570, 2013.
- XIONG, L. et al. Geomorphology-oriented digital terrain analysis: Progress and perspectives. **Journal of Geographical Sciences**, v. 31, n. 3, p. 456-476, 2021.