



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

WEMERSON FLÁVIO DA SILVA

**EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL E MORFOTECTÔNICA DA BACIA  
HIDROGRÁFICA DO RIO SIRINHAÉM A PARTIR DA REORGANIZAÇÃO  
FLUVIAL: OS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS COMO MECANISMO DE ANÁLISE**

Recife

2023

WEMERSON FLÁVIO DA SILVA

**EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL E MORFOTECTÔNICA DA BACIA  
HIDROGRÁFICA DO RIO SIRINHAÉM A PARTIR DA REORGANIZAÇÃO  
FLUVIAL: OS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS COMO MECANISMO DE ANÁLISE**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Filosofia e Ciências Humanas, da Universidade Federal de Pernambuco como parte dos requisitos parciais para obtenção do título de Doutor em Geografia. Área de concentração: Regionalização e Análise Regional.

Orientador: Prof. Dr. Osvaldo Girão da Silva

Coorientador: Prof. Dr. Bruno de Azevedo Cavalcanti Tavares

Recife

2023

Catálogo na Fonte  
Bibliotecário: Rodrigo Leopoldino Cavalcanti I, CRB4-1855

S586e Silva, Wemerson Flávio da.  
Evolução morfoestrutural e morfotectônica da bacia hidrográfica do Rio Sirinhaém a partir da reorganização fluvial : os índices morfométricos como mecanismo de análise / Wemerson Flávio da Silva. – 2022.  
170 f. : il. ; 30 cm.

Orientador : Osvaldo Girão da Silva.  
Coorientador : Bruno de Azevedo Cavalcanti Tavares.  
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, CFCH.  
Programa de Pós-Graduação em Geografia, Recife, 2022.

Inclui referências.

1. Geografia. 2. Bacias hidrográficas. 3. Morfoestrutura. 4. Morfotectônica. 5. Índices morfométricos. 6. Sirinhaém, Rio (PE). I. Silva, Osvaldo Girão da (Orientador). II. Tavares, Bruno de Azevedo Cavalcanti (Coorientador). III. Título.

910 CDD (22.ed.) UFPE (BCFCH2023-093)

WEMERSON FLÁVIO DA SILVA

**EVOLUÇÃO MORFOESTRUTURAL E MORFOTECTÔNICA DA BACIA  
HIDROGRÁFICA DO RIO SIRINHAÉM A PARTIR DA REORGANIZAÇÃO  
FLUVIAL: OS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS COMO MECANISMO DE ANÁLISE**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Filosofia e Ciências Humanas, da Universidade Federal de Pernambuco como parte dos requisitos parciais para obtenção do título de Doutor em Geografia. Área de concentração: Regionalização e Análise Regional.

Aprovado em: 21/12/2022

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Osvaldo Girão da Silva (Orientador – Examinador Interno)

Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof. Dr. Kleython de Araújo Monteiro (Examinador Externo)

Universidade Federal de Alagoas

---

Prof. Dr. Leandro Diomério João dos Santos (Examinador Externo)

Secretaria de Educação e da Ciência e Tecnologia da Paraíba

---

Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa (Examinador Interno)

Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof. Dr. Lucas Costa de Souza Cavalcanti (Examinador Interno)

Universidade Federal de Pernambuco

## AGRADECIMENTOS

Agradeço à Deus por ter dado saúde e a paciência necessária para terminar esta tese.

Agradeço a minha esposa Ana Maria Siqueira Quirino pela dedicação e comprometimento, estando ao meu lado em todas as fases deste trabalho. Como pesquisadora que é, entendendo a importância de cada momento.

Agradeço a minha família pelo incondicional apoio que me deram, especialmente meus pais Maria das Graças da Silva e Elinaldo Antonio da Silva (*in memoriam*) por toda dedicação que tiveram na formação do meu caráter. Também destaco a importante presença e apoio da minha irmã Flávia Daniela da Silva e minha tia Eliane Maria da Silva e ao meu avô José Antônio da Silva (*in memoriam*).

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Osvado Girão e meu co-orientador Prof. Dr. Bruno Azevedo Cavalcanti Tavares pela atenção, companheirismo, pela empatia, humanidade e profissionalismo em suas orientações.

Agradeço ao Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa pelas primeiras oportunidades dadas no mundo acadêmico e por sempre fazer parte da minha construção como profissional.

Agradeço aos membros do Gequa e do Antropogeo por todas as contribuições, ajuda em trabalhos de campos, sugestões no desenvolvimento da tese, etc. Àqueles destacados aqui um agradecimento especial, Leandro Diomério João dos Santos, George Pereira de Oliveira, Carla Suelânia da Silva, Riclaudio Silva Santos, Edmário Menezes, Drielly Fônsaca, Daniel Lira, Rhandysson Gonçalves, Joana Almeida.

Ao amigo de longa data Jefferson Pimentel.

Aos membros da banca por ter aceitado o convite.

Ao secretário do PPGEU Eduardo Vêras por ser um exemplo de competência e dedicação ao trabalho como funcionário público.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior por ter financiado esta pesquisa por meio da concessão de bolsa de doutorado.

A todos que me ajudaram através de seus pequenos gestos de humanidade e compreensão.

“As formas, os processos e as suas relações constituem o sistema geomorfológico, que é um sistema aberto pois recebe influências e também atua sobre os outros sistemas componentes no seu universo.” (CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 1).

## RESUMO

A busca por compreender a evolução da paisagem através da interpretação dos sistemas fluviais sempre fez parte dos estudos na Geomorfologia. Por vezes, os canais fluviais e as bacias hidrográficas estavam no centro das análises e discussões, ora, como elemento central, outras vezes, mais secundário nas propostas teóricas. Principalmente, a partir dos trabalhos de John Tilton Hack resgatando e aperfeiçoando as ideias de Gilbert, os índices morfométricos incorporaram as análises da paisagem geomorfológica, tendo os rios e suas respectivas bacias hidrográficas no cerne das explicações. Cada vez mais, técnicas morfométricas foram incorporadas aos estudos como Fator de assimetria de bacia de drenagem (FABD), Índice de Chi, Índice de *stream-power*, que trouxeram contribuições relevantes no processo de evolução de bacias hidrográficas. Diante disso, essas ferramentas foram utilizadas para análise em contexto de margem passiva para compreender a evolução morfotectônica e morfoestrutural da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém. Portanto, as técnicas morfométricas aplicadas na bacia hidrográfica do Sirinhaém e suas principais sub-bacias cujo intuito é elucidar as adaptações dos cursos fluviais ao contexto geotectônico e avanços da dissecação de uma bacia hidrográfica sobre a outra em um processo de captura fluvial e rearranjo da drenagem, modificando a organização espacial entre o baixo curso da BHRS e a GL4. Atréadas as técnicas morfométricas correlações com os trabalhos da Geologia que desenvolveram avanços em relação aos processos de evolução pós-rifte trazendo conceitos como *far-field stresses*, compensação isostática, flexura de borda e buscar entender os processos de soerguimento diferencial em setores pontuais da BHRS e os reajustes da drenagem adaptados ao contexto tectono-estrutural. Diante das análises dos mapas morfoestrutural e geomorfológico, assim como, os resultados das técnicas morfométricas é observado o reajuste das ZC regionais de trend NE/SW e a formação de blocos basculados na BHRS. O reajuste da ZC transcorrente sinistral no baixo curso da respectiva bacia hidrográfica levou a captura fluvial regional do rio Sirinhaém e a mudança de direção do mesmo, ocasionando o abandono da antiga drenagem cujo registro na paisagem é a bacia de pequenos rios litorâneos 4 (GL04).

**Palavras-chaves:** bacias hidrográficas; morfoestrutura; morfotectônica; índices morfométricos.

## ABSTRACT

The research for understanding the landform evolution through the fluvial system interpretation has always been part of geomorphology studies. For some time, the fluvial channels and hydrographic basins were the center of discussions and analysis, and as a secondary element in theoretical proposals. After the work of Hack, improving after recovering the ideas of Gilbert, the morphometric indexes started to incorporate the geomorphological landforms analysis having the rivers and their respective hydrographic basins as the center of the research. Increasingly, morphometric techniques were incorporated into studies such as the Drainage Asymmetry Factor (FABD), Chi Index, Stream-Power Index, which brought relevant contributions to the process of evolution of watersheds. Therefore, these tools were used for analysis in a passive margin context to understand the morphotectonic and morphostructural evolution of the Sirinhaém river basin. Therefore, the morphometric techniques applied in the Sirinhaém watershed and its main sub-basins whose purpose is to elucidate the adaptations of river courses to the geotectonic context and advances in the dissection of a watershed over the other in a process of river capture and drainage rearrangement, modifying the spatial organization between the lower course of the BHRS and the GL4. Linked to morphometric techniques, correlations with Geology work that developed advances in relation to post-rift evolution processes, bringing concepts such as far-field stresses, isostatic compensation, edge flexure and seeking to understand differential uplift processes in specific sectors of the BHRS and drainage readjustments adapted to the tectono-structural context. The analysis of the morphostructural and geomorphologic maps, as well as the results of the morphometric techniques shows the readjustment of the regional ZC in a NE/SW trend and the formation of basculated blocks in the BHRS. The readjustment of the sinistral transcurrent ZC in the lower course of the respective hydrographic basin led to the regional fluvial capture of the Sirinhaém River and the change of its direction, causing the abandonment of the former drainage whose record in the landscape is the small littoral river basins 4 (GL04).

**Keywords:** watersheds; morphostructure; morphotectonics; morphometric index.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Localização da área de estudo. ....	16
Figura 2 -	Exemplo da evolução da drenagem sobre os Apalaches da Pensilvânia desde sua paleodrenagem até a reversão e captura fluvial do rio Anthracite e a reorganização do fluxo hídrico atual para o Oceano Atlântico. ....	23
Figura 3 -	Setor Meridional da Blue Ridge Mountains e a divisão fisiográfica realizada por Hack (1982) a partir da setorização da drenagem e a reposta da geometria fluvial em relação à geologia (diferenças litológicas). ....	30
Figura 4 -	Diferentes fatores que ocorrem durante a evolução de margem passiva desenvolvido por Blenkinsop e Moore (2013) e adaptado por Oliveira (2019). ....	33
Figura 5 -	As margens passivas do leste do Brasil e sul/sudeste da África embora passando por processos de evolução de MCPE semelhantes, apresentam topografia distinta. ....	35
Figura 6 -	Zonas de Cisalhamento do Nordeste Brasileiro representadas sobre o modelo de elevação digital. Direção preferencial das drenagens representadas pelas setas vermelhas. ....	43
Figura 7 -	Modelo do Ciclo de Wilson. ....	47
Figura 8 -	Província Estrutural da Borborema e seus respectivos Domínios. ....	50
Figura 9 -	Os Lineamentos Patos e Pernambuco e seus respectivos seguimentos africanos e o Median Shear Corridor proposto por Trompette (1994). ....	51
Figura 10 -	Superfície digital topográfica do NE brasileiro com destaque para o Planalto da Borborema. ....	54
Figura 11 -	Modelo proposto por Oliveira (2008) abordando a convecção de borda e underplating na margem passiva brasileira, especificamente atuando sob Província Borborema. ....	56
Figura 12 -	Variações dos tipos de rearranjo de drenagem. a – captura fluvial; b e c – desvio; d – decapitação. ....	62
Figura 13 -	Mapa hipsométrico da BHRS. ....	67
Figura 14 -	Mapa Geológico da bacia do rio Sirinhaém. ....	72
Figura 15 -	Características estruturais da Bacia Pernambuco. ....	76
Figura 16 -	Canais submersos pesquisados por Camargo (2016) e sua relação com a drenagem das bacias hidrográficas do Una e Sirinhaém. ....	78
Figura 17 -	Relação da Alta da Bolívia com o VCAN. ....	80
Figura 18 -	Imagem da atuação do VCAN e ZCAS sobre o território brasileiro. ....	81
Figura 19 -	Exemplo de Distúrbio Ondulatório de Leste ocasionando forte chuvas no Saliente Nordestino. ....	83
Figura 20 -	Dados da média dos últimos 30 anos relacionado precipitação mensal dos municípios inseridos na bacia hidrográfica do rio Sirinhaém. ....	84
Figura 21 -	Média mensal de precipitação dos últimos 30 anos organizados por setor altimétrico da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém. ....	85
Figura 22 -	Mapa dos tipos de solos que compõe a bacia do rio Sirinhaém. ....	87
Figura 23 -	Modelos sombreados multidirecionais. a - Feições de relevo negativas destacadas; b - Feições de relevo positivas destacadas. ....	90
Figura 24 -	Representação iconográfica das curvas hipsométricas e seus diferentes estágios evolutivos. ....	94

Figura 25 -	Modelo representativo do Índice de Hack do perfil longitudinal de um rio.	95
Figura 26 -	Unidades Morfoestruturais da BHRS.	100
Figura 27 -	Identificação das morfoestruturas no perfil longitudinal.	103
Figura 28 -	Mapa de lineamentos e densidade de lineamentos das bacias do rio Aripibú e Camaragibe.	105
Figura 29 -	Intenso processo de intemperismo e erosão sobre a Formação Ipojuca.	106
Figura 30 -	Unidades Geomorfológicas da BHRS	108
Figura 31 -	Perfil longitudinal da unidade Cimeira Estrutural Dissecada entre 800 a 650 m sentido WNW-ESE e representação da paisagem da área.	109
Figura 32 -	Inflexura do rio Sirinhaém (A) e afloramento rochoso com litologias distinta sobrepostas (B).	110
Figura 33 -	Perfil longitudinal NW-SE da Cimeira Estrutural entre 700 a 600 m sentido NW/SE e representação da paisagem.	111
Figura 34 -	Formas pluriconvexas (A), cristas alinhadas (B), afloramento e ausência de manto de intemperismo (C) e rochas aflorantes e drenagens não-canalizadas.	111
Figura 35 -	Colinas convexas e aguçadas da escarpa (A; B), vale confinado com drenagem retilínea do riacho Laranjeiras (C) e knickzones do rio Amaraji (D).	113
Figura 36 -	Perfil longitudinal do Modelado Dissecado com Cristas Residuais no sentido NE-SW.	114
Figura 37 -	Perfil longitudinal do Modelado Colinoso Dissecado entre 300 a 100 m sentido NNE-SSW (I e J) e W-E (K e L).	115
Figura 38 -	Crista do setor NE do Modelado Colinoso Dissecado entre 300 a 100 m (A), colinas de topos amplos e vales afogados de sedimentos (B e C), cotovelo de drenagem sobre o rio Camaragibe e indicação do paleocurso (D).	116
Figura 39 -	Perfil K e L (sentido WNW-ESE) destacando o modelado no cristalino e o perfil M e N (ENE-WSW) com o modelado sedimentar.	117
Figura 40 -	Planície em bolsão (A), colina de topo estreito (B) e matações sobre a encosta (C).	118
Figura 41 -	Ordem hierárquica dos canais fluviais da BHRS e denominação das drenagens baseada no mapa da Condepe/Fidem (1998).	120
Figura 42 -	Mapa de distribuição espacial, densidade e direção preferencial dos lineamentos da BHRS.	122
Figura 43 -	Mapa da distribuição espacial e densidade de knickpoints da bacia hidrográfica do Sirinhaém.	125
Figura 44 -	knickzone sobre o rio Amaraji (A) e knickpoint do riacho dos Macacos (B).	126
Figura 45 -	Adaptação do rio Sirinhaém ao contexto estrutural e tectônico da bacia hidrográfica. Barra de Guabiraba (A e B) e Cortês (C e D).	127
Figura 46 -	Gradiente de declive do rio Camaragibe identificado como anomalia de 1º ordem.	128
Figura 47 -	Trecho confinado no baixo curso do rio Sirinhaém representando a possível captura fluvial após o setor de inflexura regional.	129
Figura 48 -	Curva hipsométrica da BHRS.	130
Figura 49 -	Comparação das curvas hipsométricas das sub-bacias de 5º ordem.	131

Figura 50 -	Gráficos das curvas hipsométricas das bacias do rio Aripibú e Camaragibe. ....	132
Figura 51 -	Distribuição dos valores de IH entre as sub-bacias de 4° ordem. ....	133
Figura 52 -	Fator de assimetria das sub-bacias de 4° ordem da BHRS. ....	134
Figura 53 -	Mapa de valores de $\chi$ da BHRS. ....	136
Figura 54 -	Mapa de Ksn (m0.9) da BHRS e os principais pontos de gradiente fluvial e energia dos canais. ....	138
Figura 55 -	Perfil longitudinal extraído da BHRS. ....	139
Figura 56 -	Gráfico de anomalia de Ksn aplicado ao rio Sirinhaém. ....	140
Figura 57 -	Mapa de amplitude local de elevação da BHRS. ....	141
Figura 58 -	Imagem ilustrativa indicando os pontos de inflexura dos rios Camaragibe (em amarelo) e Sirinhaém (em vermelho). ....	144
Figura 59 -	Bloco diagrama evidenciando condicionamento morfoestrutural do baixo curso do rio Sirinhaém. A linha tracejada amarela delinea o atual divisor de drenagem. A linha preta corresponde à zona de cisalhamento sinistral que controla a morfologia do divisor. A linha azul indica o atual canal principal. As linhas tracejadas vermelhas correspondem aos canais abandonados que hoje constituem a GL4. ....	145
Figura 60 -	A - Num primeiro momento após a fase rifte o rio Sirinhaém tinha como baixo curso o que hoje é atualmente o rio da União; B – Com o início da reativação da ZC transcorrente sinistral, processos de rearranjo fluvial forçaram o Sirinhaém a mudar seu curso, passando o seu baixo curso para o já abandonado rio Goicana; C – Após uma significativa fase de deformação direcional, o Sirinhaém assume o que é o seu atual baixo curso, deixando para trás drenagens desajustadas que compõem os pequenos rios litorâneos da GL4. ....	146

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>13</b>
<b>2</b>	<b>REVISÃO DE LITERATURA</b> .....	<b>17</b>
2.1	CONCEPÇÕES CLÁSSICAS ACERCA DO PAPEL DOS SISTEMAS FLUVIAIS NA EVOLUÇÃO DA PAISAGEM GEOMORFOLÓGICA .....	17
2.1.1	<b>Uma breve discussão sobre Superfície de Erosão e/ou Superfície de Aplainamento</b> .....	<b>18</b>
2.1.2	<b>As concepções clássicas e suas abordagens contextualizando os Sistemas Fluviais</b> .....	<b>21</b>
2.1.3	<b>O método de Hack e o sistema fluvial como objeto central de análise</b> .....	<b>28</b>
2.2	A BACIA HIDROGRÁFICA NO CONTEXTO DE MARGEM PASSIVA .....	31
2.2.1	<b>Margem Passiva e seu processo de evolução tectônica Pós-Rifte</b> .....	<b>31</b>
2.2.2	<b>Características neotectônicas da margem passiva atlântica brasileira</b> .....	<b>39</b>
2.2.3	<b>Bacias hidrográficas na Margem Passiva brasileira com destaque para o setor do nordeste</b> .....	<b>42</b>
2.2.4	<b>Estudo dos rios de leito rochoso e sua interpretação geomórfica</b> .....	<b>44</b>
2.3	MORFOESTRUTURA E MORFOTECTÔNICA DO REBORDO ORIENTAL DO PLANALTO DA BORBOREMA.....	46
2.3.1	<b>A Plataforma Sul-Americana e a Província Borborema</b> .....	<b>47</b>
2.3.2	<b>Morfoestrutura e Morfotectônica da escarpa oriental Planalto da Borborema</b> 52	
2.4	CAPTURAS FLUVIAIS E A EVOLUÇÃO DE BACIA HIDROGRÁFICA EM MARGEM PASSIVA .....	60
2.4.1	<b>As capturas fluviais como proposta central de análise para entender a evolução da paisagem geomorfológica em margem passiva</b> .....	<b>63</b>
<b>3.</b>	<b>CARACTERIZAÇÃO GEOAMBIENTAL DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	<b>67</b>
3.1	CENÁRIO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SIRINHAÉM .....	68
3.1.2	<b>Caracterização regional sísmica, geofísica e estudo de canais submersos da Bacia Sedimentar Pernambuco</b> .....	<b>73</b>
3.1.3	<b>Sistemas de circulação produtores de precipitação da área de estudo</b> .....	<b>78</b>
3.1.4	<b>Distribuição espacial e tipos de solos que compõe a bacia hidrográfica do rio Sirinhaém</b> .....	<b>86</b>
<b>4</b>	<b>PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS</b> .....	<b>89</b>
4.1	PARÂMETROS MORFOLÓGICOS.....	89
4.2	ÍNDICES MORFOMÉTRICOS .....	92
<b>5</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	<b>99</b>

5.1	CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL E GEOMORFOLÓGICA DA BACIA DO RIO SIRINHAÉM .....	99
5.2	PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS APLICADO REDE DE DRENAGEM DA BACIA DO RIO SIRINHAÉM .....	119
5.2.1	<b>Fotolineamento e interpretação da Morfoestrutura da BHRS .....</b>	<b>120</b>
5.2.2	<b>Distribuição espacial e densidade dos <i>knickpontos</i> no contexto tectônico e estrutural da BHRS.....</b>	<b>123</b>
5.2.3	<b>Análise das curvas hipsométricas e fator de assimetria em escala de sub-bacias sua interpretação para BHRS.....</b>	<b>129</b>
5.2.4	<b>Uso do Índice de Chi e Ksn para interpretação geomórfica das drenagens da BHRS .....</b>	<b>135</b>
5.3	DISCUSSÃO SOBRE A EVOLUÇÃO PÓS-RIFTE DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SIRINHAÉM .....	142
6	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>148</b>
	<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>149</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Os contextos de margem passiva foram abordados classicamente com base em uma perspectiva teórico-evolutiva que, partindo de um controle tectônico regional, propunha a transformação gradual das paisagens pela ação de processos erosivos em larga escala. A maioria dessas perspectivas teóricas construíram seus argumentos ao analisar a evolução da paisagem a partir do enfoque dos sistemas fluviais e seu trabalho de denudação do relevo, salientando as diferentes regiões estudadas, nem todas estavam associadas à ambientes plataformais. Contudo, a compreensão do modelo teórico-evolutivo passava por fatores atrelados a drenagem e sua adaptação à estrutura. Portanto, na busca da elucidação de como as paisagens evoluíram dentro da perspectiva clássica, o sistema fluvial está, por vezes, no centro da abordagem explicativa, como no caso de William Moris Davis, por exemplo, em que outros modelos a drenagem atuam apenas como um elemento secundário, como é visto na teoria da *Etchplanação* (BÜDEL, 1982).

Com o aperfeiçoamento das técnicas morfométricas nos trabalhos de Hack (1957, 1960, 1965, 1972) as análises tinham como prioridade o perfil longitudinal dos canais fluviais e as características de evolução das bacias hidrográficas, nesse sentido, compreender a evolução do relevo a partir do comportamento da drenagem e atributos das bacias hidrográficas tornou-se mais frequente em estudos dentro da Ciência Geomorfológica.

Posteriormente, outras técnicas morfométricas foram incorporadas aos estudos como Fator de assimetria de bacia de drenagem (FABD) (HARE; GADNER, 1985), Fator de simetria topográfica transversal (FSTT) (COX, 1994; EL HAMDOUNI *et al.*, 2008), o modelo de incisão fluvial *stream-power law* e métricas de gradiente derivadas, como o  $k_{sn}$  (WHIPLE; TUCKER, 1999; SNYDER *et al.*, 2000) e a análise integral  $\chi$  (PERRON; ROYDEN, 2013; WILLET *et al.*, 2014; SORDI *et al.*, 2018; OLIVEIRA, 2019).

Cabe ressaltar a compreensão de que o entendimento da evolução geomorfológica passa pela assimilação do processo evolutivo da bacia hidrográfica. Por conseguinte, estas técnicas morfométricas aplicadas nesse contexto contribuem para interpretação da paisagem geomorfológica para compreender fatores como recuo de escarpa, basculamento, reativações ocasionando subsidências, erosão diferencial, adaptação da drenagem a fatores estruturais e/ou tectônicos, entre outros.

A presente pesquisa visa trazer contribuições em relação a evolução da paisagem geomorfológica de uma bacia hidrográfica em margem passiva. Os atributos da rede de drenagem e sua reorganização a partir de reajustes por conta de controles estruturais e pulsos tectônicos é o foco central do estudo. Os avanços recentes acerca dos processos de evolução

Pós-rifte na margem passiva do NE brasileiro trazendo conceitos como *far-field stresses* (BEZERRA *et al.*, 2019; ANDRADES-FILHO; ROSSETI; BEZERRA, 2021; SOUZA *et al.*, 2022), *underplating* magmático (OLIVEIRA; MEDEIROS, 2012; MONTEIRO; CORRÊA, 2020), topografia dinâmica (KLÖCKING *et al.*, 2020), análises geofísicas e sísmicas (FOSSEN *et al.*, 2022), por exemplo, podem lançar luz para compreender como ocorreu a evolução morfoestrutural e morfotectônica da bacia do rio Sirinhaém.

No estudo, as técnicas morfométricas foram aplicadas na bacia hidrográfica do Sirinhaém e suas principais sub-bacias com o intuito de elucidar as mudanças dos cursos fluviais, assim como, avanços da dissecação de uma bacia hidrográfica sobre a outra, baixos divisores e futuras capturas erosivas.

As bacias hidrográficas são a unidade espacial de análise básica em diversas subáreas da Geografia e, por conseguinte, da Geomorfologia. Assim, se faz importante entender o processo de evolução da paisagem geomorfológica a partir do contexto da organização espacial da drenagem em uma bacia hidrográfica uma vez que essa abordagem pode trazer luz à conhecimentos técnicos e modelos científicos para compreender a mutabilidade do sistema fluvial e suas diferentes respostas a fatores estruturais e tectônicos. Adaptações da drenagem em escala temporal longa podem explicar cenários atuais e trazer contribuições a futuros estudos.

O estudo busca oferecer elucidações sobre como ocorreu a evolução morfoestrutural e morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém no contexto de margem passiva da borda oriental do Nordeste brasileiro. Com isso, espera-se elaborar um modelo de evolução pós-rifte de bacias hidrográficas em ambiente de margem passiva com condicionamento estrutural do relevo por estruturas herdadas.

Como Objetivo Geral da pesquisa vislumbra-se compreender a evolução morfoestrutural e morfotectônica da bacia do rio Sirinhaém diante das características do rearranjo das drenagens evidenciadas no canal principal e em suas sub-bacias a partir da aplicação de técnicas morfométricas e morfológicas.

Como Objetivos Específicos tem-se:

- a) Elaborar o mapeamento morfoestrutural e unidades geomorfológicas da bacia do rio Sirinhaém e subsequente análise do contexto estrutural e geomorfológico;
- b) Identificar dos controles tectônicos e estruturais da rede de drenagem da respectiva bacia hidrográfica a partir de evidências de cunho morfológico;

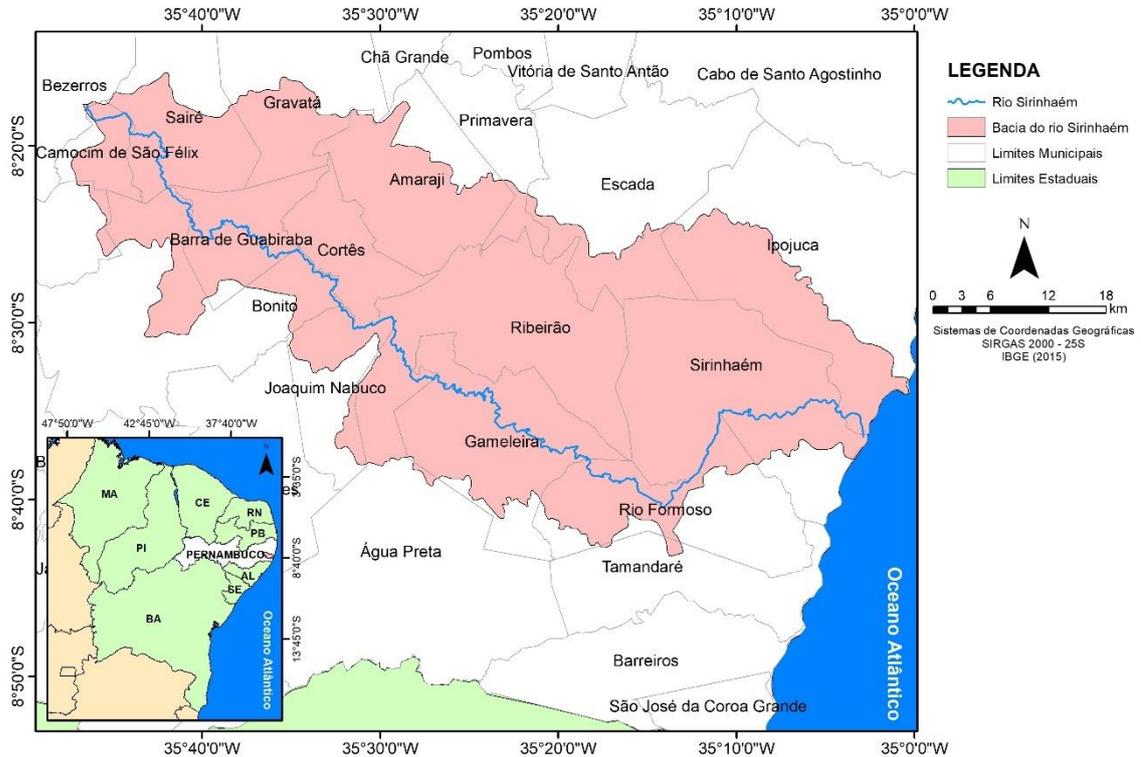
- c) Aplicar índices morfométricos e identificar anomalias morfotectônicas da bacia hidrográfica do Sirinhaém e suas respectivas sub-bacias, considerando as características morfológicas do canal fluvial principal e afluentes mais significativos evidenciando processos estruturais e/ou tectônicos;
- d) Compreender o modelo de evolução morfoestrutural e morfotectônica pós-rifte da bacia do rio Sirinhaém, correlacionando padrões de *knickpoints*, rearranjo de drenagem, estudos já publicados em outras áreas e indícios na paisagem geomorfológica.

A hipótese principal está embasada no fato da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém estar condicionada por Zonas de Cisalhamento que passam sob o perímetro da mesma com possíveis episódios pulsativos de reativações tectônicas. Portanto, prováveis processos de soerguimento diferencial podem ser observados através dos pontos de concentração de *knickpoints* em alguns setores e outros não, portanto, indicando um soerguimento de blocos estruturais dentro da bacia hidrográfica e subsidência e/ou não soerguimento de outros. Por conseguinte, o reajuste da drenagem a essas questões estruturais e tectônicas, tanto no canal principal, quanto as sub-bacias conduziram a um rearranjo fluvial e modificação da foz do rio Sirinhaém.

Desse modo, a pesquisa vai se pautar na compreensão das mudanças e reajustes da drenagem na bacia hidrográfica do rio Sirinhaém diante de contextos estruturais e/ou tectônicos com ajuda de parâmetros morfológicos e morfométricos com intuito de apresentar um modelo evolutivo em um cenário de margem passiva.

Sobre a localização da área de estudo (FIGURA 01) segundo a Agência Pernambucana de Águas e Clima – APAC a bacia hidrográfica do rio Sirinhaém está localizada entre as coordenadas geográficas 08°16'05'' e 8°44'50'' de latitude sul, e 35°01'00'' e 35°47'58'' de longitude oeste correspondendo a Unidade de Planejamento Hídrico UP4. Os limites da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém são: ao norte com a bacia do rio Ipojuca (UP3) e o grupo de bacias dos pequenos rios litorâneos 3 – GL3 (UP16), ao sul pela bacia do rio Una (UP5) e o grupo de bacias dos pequenos rios litorâneos 4 – GL4 (UP17), a leste pelo Oceano Atlântico e o grupo de bacias GL3 e GL4, e a oeste com a bacia do rio Una.

Figura 1 - Localização da área de estudo.



Fonte: o autor, adaptado da base do ZAPE.

Os municípios que compõem a bacia hidrográfica do rio Sirinhaém fazem parte da denominada zona da mata sul, em seu médio e baixo curso, e agreste no alto curso. Eles são: Camocim de São Felix, onde se localiza a nascente do rio Sirinhaém, Sairé, Gravatá, Barra de Guabiraba, Bezerros, Cortês, Amaraji, Bonito, Joaquim Nabuco, São Joaquim do Monte, Primavera, Escada, Ribeirão, Gameleira, Água Preta, Sirinhaém, Rio Formoso, Ipojuca e Tamandaré, dentre esses, apenas dois estão inseridos totalmente na bacia do rio Sirinhaém (Cortês e Ribeirão).

## 2 REVISÃO DE LITERATURA

A construção da revisão de literatura teve como intuito abordar questões referentes ao papel dos rios e suas respectivas configurações em bacias hidrográficas na evolução da paisagem geomorfológica. Assim, as redes de drenagem foram aqui interpretadas a partir dos modelos clássicos de evolução do relevo, ora como protagonistas das análises, ora como fatores secundários na elaboração da teoria. Posteriormente, buscou-se a compreensão do contexto de Margem Passiva e destacando alguns trabalhos sobre as características de bacias hidrográficas na Margem Atlântica brasileira. Posteriormente, buscou-se o entendimento em relação a Província Borborema e a borda oriental do Planalto da Borborema, com foco para o estado de Pernambuco. E, por fim, foram avaliados os conceitos e abordagens sobre as capturas fluviais na interpretação da evolução da paisagem geomorfológica.

### 2.1 CONCEPÇÕES CLÁSSICAS ACERCA DO PAPEL DOS SISTEMAS FLUVIAIS NA EVOLUÇÃO DA PAISAGEM GEOMORFOLÓGICA

Quando busca-se abordar a evolução dos modelados é primordial fazer uma leitura das teorias clássicas e concepções atuais, uma vez que o debate fortalece a compreensão da gênese do relevo atual. Há várias formas de abordagem como as teorias propostas no final do século XIX até meados do século XX e, posteriormente, concepções sobre a paisagem geomorfológica que utilizam técnicas modernas com apoio de modelos matemáticos, Sistemas de Informações Geográficas (SIG), programas computacionais e métodos de datações direta e indireta, como ferramentas para compreensão de como ocorreu, possivelmente, a evolução do modelado geomorfológico até os dias atuais.

A Geomorfologia é a ciência responsável por analisar as formas de relevo na qual buscam metodologias para compreender os compartimentos morfológicos em suas diferentes escalas, neste sentido, segmentou a sistematização do conhecimento sobre as formas em dois grandes grupos, o primeiro tratando do relevo a partir de uma perspectiva climática, e o segundo a partir de perspectiva estrutural (CRISTOFOLETTI, 1980), sendo que tais abordagens podem ser encaradas de forma complementar na análise da morfogênese do relevo.

Monteiro (2015) aponta que entre os trabalhos que tinham o cunho climático, destacam-se os autores como Passarge (1938), Büdel, (1948), Chorley (1950), Peltier (1950), Birot (1968). Além desses acima citados, merece uma ênfase as contribuições de Tricart & Cailleux (1972), em que os mesmos indicaram a fundamental importância do clima sobre o relevo.

Portanto, para estes, os processos morfogenéticos de superfície e subsuperfície, e sua distribuição, são determinados pelo clima.

Ao considerar o enfoque estrutural, Monteiro (2015) destacou as propostas de Gilbert (1877), Davis (1899), Penck (1924), Gerasimov (1946), King (1956), Czajka (1958), Hack (1960) dentre outros. Essas representam uma sequência metodológica em que o foco é dado ao papel das forças endógenas e da estrutura sobre a organização do relevo, portanto, a partir de perspectivas multi-escalares, tanto espacial, quanto temporal, de forma gradual inserir uma perspectiva de ordem processual e quantificada aos estudos geomorfológicos.

Em relação ao Brasil, as perspectivas que tratam das estruturas que influenciam e, por vezes, determinam o relevo ao considerar o arcabouço geológico, vem sendo resgatadas desde a década de 1980 através das contribuições de Hasui e Costa (1989), Saadi e Torquato (1992) dentre outros (MONTEIRO, 2015). Na região Nordeste do Brasil a aplicação de metodologias de cunho geomorfológico a qual buscou-se o entendimento da compartimentação do relevo em macroescala e mesoescala tem suas contribuições basilares em Correa (2001), Claudino-Sales e Peulvalst (2004), Corrêa *et al.* (2010), Maia, Bezerra e Claudino-Sales (2010), Maia e Bezerra (2014), Monteiro (2015) e Tavares (2015), Gonçalves (2018) e Fonseca (2018), entre outros.

É importante salientar que a concepção do presente tópico se dá na perspectiva de compreender como os modelos clássicos utilizaram o papel da drenagem em seus postulados, ou seja, como a abordagem geomorfológica fluvial estaria destacada, ou não, nos princípios tradicionais de entendimento da evolução do relevo. A compreensão mais completa sobre as superfícies de erosão não é o objetivo deste item do trabalho, essa pode ser encontrada com mais detalhes nos trabalhos de Saadi (1998), Maia, Bezerra e Claudino-Sales (2010), Monteiro (2010; 2015), Fonseca (2012; 2018), Tavares (2010; 2015).

### **2.1.1 Uma breve discussão sobre Superfície de Erosão e/ou Superfície de Aplainamento**

Como as teorias clássicas buscaram criar modelos de evolução do relevo em áreas de margens passivas, inicialmente surge a necessidade de conceituar superfícies de erosão, principalmente sobre o contexto plataformal. Para Gerrard (1995) as superfícies de erosão se apresentam como superfícies planas, aplainamentos, as quais são derivados da erosão ou do desgaste da massa rochosa. Tavares (2015) assinala que as superfícies aplainadas se apresentam como formas planas suavemente onduladas, truncando litologias e estruturas. Os aplainamentos, originados a partir de diversos processos geomorfológicos, são produtos finais

de um ciclo de erosão, as quais correspondem à erosão subaérea, ao intemperismo químico, à erosão marinha, entre outras (TAVARES, 2015).

De acordo com Silva (2009) o termo superfície de erosão está associado ao processo de desnudação em diferentes tipos de rochas, portanto, a variedade de estruturas geológicas conduz à geração de níveis altimétricos diferentes. Contudo, segundo Small (1986 apud. SILVA, 2009), a substituição do termo superfície de erosão por superfície de aplainamento, cujo intuito de mudança terminológica dar-se em compreender que o mecanismo de desnudação está diretamente vinculado à noção de aplainamento da paisagem, isto posto, o processo denudacional aplicar-se-á em diferentes tipos de rochas, estruturas, em diversos cenários geomorfológicos, desse modo, o termo aplainamento expressa uma ideia mais abrangente em relação à expressão erosão. O termo aplainamento ressalta o aspecto morfológico aplainado, enquanto a erosão é o processo subaéreo em si.

Para Peulvast e Claudino Sales (2002) superfícies de aplainamentos, também denominada de superfícies rochosas horizontalizadas, correspondem as áreas formadas pela ação erosiva, apresentando declives apenas suficientes para a ocorrência do escoamento superficial livre das águas e dos fluxos fluviais. Czajka (1958) sobre o assunto destaca a diferenciação dos termos denudação, anteriormente chamado de desnudação, e erosão, diferentes nas diversas escolas geomorfológicas. Portanto, para o respectivo autor, entende-se por denudação a destruição das superfícies pela ação da decomposição das rochas. Por erosão entende-se, em primeiro lugar, o escoamento dos detritos em linhas fluviais, o qual, por sua vez pode tornar mais profundos os leitos dos rios.

Monteiro (2015) aponta que não existe um único conceito acerca do que seriam as Superfícies de Aplainamento cujas variáveis relacionadas a região estudada, arcabouço técnico do observador e dos modelos pré-estabelecidos as quais podem trazer interpretações diferentes sobre essas superfícies, ou seja, estas podem ser Peneplanos, Pediplanos ou *Etchplanos* concluídos em seu processo, ou abortado em alguma fase, por ser rebaixada ou soerguida por movimentos tectônicos. Todavia, para o autor supracitado, a existência dessas superfícies é questionável quando ocorre uma correlação com a estrutura regional.

Utilizando como exemplo o contexto fluvial relativamente aos estudos de superfícies de erosão, o trabalho de Li, Xie e Kuang (2001) em que os autores utilizam-se de vários métodos de datações, identificaram as superfícies de erosão e aplainamento distribuídas em terraços aluviais de várias idades sobre os desfiladeiros do rio Yangtze, mostrando como o contexto de sistemas fluviais pode contribuir sobre os estudos de superfícies de erosão, principalmente quando identificados os tipos de padrões de vales e os depósitos correlativos e incisão dos

desfiladeiros. Portanto, como afirmado por Chorley (1965 b), a cronologia da denudação é altamente dependente das evidências estratigráficas contidas nas paisagens.

Em relação ao nordeste brasileiro, a maior dificuldade para validação das superfícies de erosão é a falta de depósitos correlativos continentais, adjacentes aos aplainamentos. Além disso, a formação de uma superfície de erosão requer uma inquietude da margem passiva, todavia, trabalhos como o de Bezerra (2000), Bezerra *et al.* (2001), Bezerra *et al.* (2008), Tavares e Corrêa (2008), Maia e Bezerra (2012), Oliveira e Medeiros (2012), Bezerra *et al.* (2014), por exemplo, sobre a região nordeste atestam tectônica pós-cretácea, desse modo, não havendo passividade total da margem continental nordestina. No decorrer do presente trabalho esse tema será abordado novamente.

Quando se trata do nordeste brasileiro, segundo Corrêa *et al.* (2010) o Planalto da Borborema no Nordeste do Brasil, apresenta marcantes diferenças climáticas existentes entre as escarpas oriental e ocidental, a primeira é exposta às precipitações orográficas advindas da umidade trazida através dos ventos dos setores E-SE, e a vertente norte-ocidental, submetida ao clima semiárido tropical, com características de larga estação seca e precipitações espasmódicas de verão-outono, exacerbado pelo efeito de sombra pluvial, dessa maneira, são domínios morfoesculturais distintos.

Destarte, a existência, ou não, dos depósitos correlativos na paisagem nordestina ocorrerá de forma diferente nesses dois ambientes. Como exemplo, Maia, Bezerra e Claudino-Sales (2010) destacam o fato em que a maioria dos depósitos correlativos derivados da evolução das superfícies de aplainamento no Nordeste são afossilíferos, portanto, estabelecer a cronologia exata torna-se uma tarefa complexa.

Para Corrêa *et al.* (2010) os paradigmas interpretativos da morfogênese do Planalto da Borborema, a partir das últimas décadas do século XX, adicionaram uma visão que incorpora a tectônica de pulsos verticais, responsável pelo soerguimento do planalto, seguido pela elaboração de formas locais por ação da tectônica de blocos isolados, erosão diferencial e até aplainamento pedogeoquímico.

De acordo com Maia, Bezerra e Claudino-Sales (2010) a Região Nordeste, sobretudo, na porção mais oriental de sua fachada atlântica, exhibe diversos compartimentos morfoestruturais, essas paisagens desenvolvem-se sobre zonas de cisalhamentos que foram reativadas durante o Cretáceo e o Cenozoico, dando origem a áreas arqueadas, que submetidas a erosão diferencial, formam alinhamento de cristas com direções preferenciais NE-SW e E-W.

Neste contexto, o modelo clássico de soerguimento uniforme atrelado ao desenvolvimento das superfícies de erosão não é confirmado nessa região, principalmente ao

aplicar critérios de análise morfoestátigráficos, morfotectônicos, pedogeoquímico corroborados por estudos de Corrêa (2001), Bezerra *et al.* (2008), Oliveira (2008), Corrêa *et al.* (2010), Maia e Bezerra (2014), Monteiro (2015), Tavares (2015), Fonsêca (2018).

### **2.1.2 As concepções clássicas e suas abordagens contextualizando os Sistemas Fluviais**

As teorias clássicas foram por muito tempo utilizadas como fonte de interpretação da gênese evolutiva de relevos, em áreas de características plataformais e apalacheana, por exemplo, evidenciando que a configuração geomorfológica se apresenta a partir de processos denudacionais como destacado GILBERT (1880); DAVIS (1899); PENCK (1924; 1953); KING (1956); HACK (1957; 1960), para citar os principais autores que influenciaram os estudos geomorfológicos do Ocidente. De acordo com Tavares (2015) este contexto de evolução difere das áreas onde ocorre contato de placas, sendo algumas com configuração montanhoso-cordilheiro do cenozoico, aonde as atividades tectônicas são intensas e responsáveis pela disposição primária das formas de relevo. Portanto, os postulados em torno do desenvolvimento das superfícies erosivas tomaram conta das teorias aplicadas a evolução de paisagens em ambiente de margem passiva no mundo ocidental, assim como no Brasil.

As teorias clássicas são amplas em suas contribuições para a Geomorfologia, e trazem consigo diferentes perspectivas sobre a evolução do relevo, dessa forma, a abordagem desse tópico visa tratar como os principais teóricos clássicos abordaram o sistema fluvial em suas análises, ou seja, como aspectos atrelados as dinâmicas fluviais, redes de drenagem, métodos morfométricos utilizando canais fluviais, entre outros, foram destacados (ou não) pelos respectivos postulados. A análise completa das teorias clássicas não é objetivo deste trabalho.

A evolução das ciências se deu ao longo da História a partir das inúmeras áreas do conhecimento, todavia, as interações dos conteúdos produzidos pelas mesmas tiveram temporalidades variadas para acontecer, em relação às Ciências da Terra não foi diferente. A aplicação da mecânica clássica desenvolvida nos séculos XVI e XVII foi ignorada pela maioria dos cientistas da Terra, devido as dispersas e desarticuladas relações, como também, o domínio dos paradigmas evolutivos (ORME, 2002). Os conceitos de fluxo uniforme e estabilidades das encostas, por exemplo, confirmados no século XVIII, esperaram quase 200 anos para incorporação em textos geomorfológicos *stricto sensu*, embora estivessem há muito tempo disponíveis em livros de hidráulica e mecânica dos solos (ORME, 2002).

Salienta-se, como indicado por Ormes (2002) e Vervloet (2009) que havia conhecimento sobre fluidos dinâmicos, diques de irrigação, controle de enchentes já na Idade

Antiga com Mesopotâmios, egípcios e chineses respectivamente, assim como, a melhoria dessas técnicas realizados por gregos e romanos. Na Renascença, com o aprimoramento das formulações mecânicas da física houve contribuições sobre a hidrodinâmica e o trabalho que um rio pode realizar feitos por Leonardo da Vinci (1452 – 1519), sobre o ciclo hidrológico Bernard Palissy (1510 – 1589), hidroestática com Simon Stevin (1548 – 1620), Benedetto Castelli (1577 – 1644) e Blaise Pascal (1623 – 1662) com seus postulados sobre dinâmica de fluidos (ORMES 2002; VERVLOET, 2009).

De acordo com Vervloet (2009) no século XVIII e XIX ocorre o significativo avanço na teoria do transporte de sedimentos em estudos feitos em laboratórios de hidráulica. Morisawa (1985) e Vervloet (2009) destacam as pesquisas realizadas por Osborne Reynolds (1842 - 1912) indicando o valor crítico para a transição entre escoamento laminar e turbulento e Willian Froude (1810 - 1879) a qual desenvolveu técnicas para testar modelos hidrológicos.

Abreu (1980) ao discorrer sobre os postulados de Surrell (1841) aponta que este estabeleceu as premissas das Leis da Morfologia Fluvial, a qual indicou a importância do nível de base geral e a concepção de erosão regressiva, além dos termos que caracterizam os segmentos do canal fluvial como ‘bacia de recepção’, ‘canal de escoamento’ e ‘leito ou cone de dejeção’, as quais posteriormente, deram origem as alcunhas alto, médio e baixo curso fluvial. Todavia, segundo Chorley, Dunn e Beckisale (1964) cabe a James Powell (1834 – 1902) a designação formal e conceitual do conceito de nível de base, considerado um dos mais importantes princípios geomórficos.

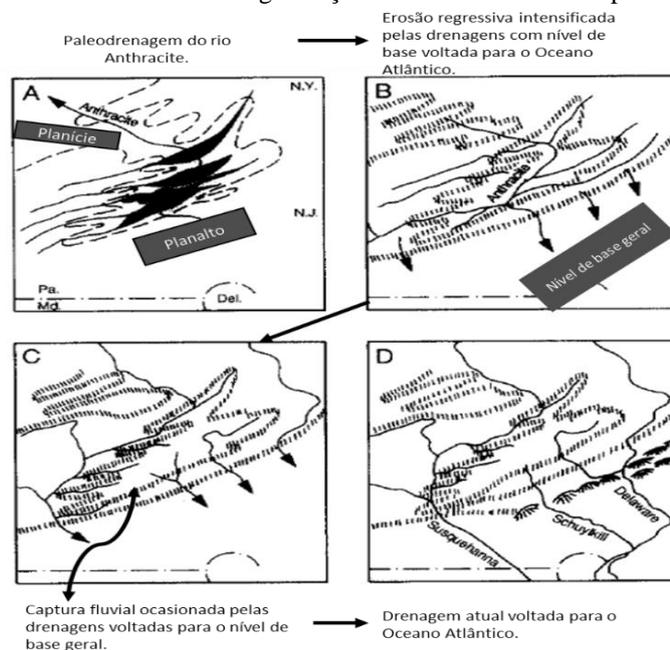
Todos esses trabalhos por questões de barreira linguística e distanciamento das compreensões técnicas entre os cientistas, além da forte influência do evolucionismo na Geomorfologia, distanciaram esses conhecimentos das teorias de evolução geomorfológica mais tradicionais, todavia, destacando que trabalhos de Albrecht Penck (1858–1945) e Grove Karl Gilbert (1843–1918) as quais incorporaram conceitos advindos dos avanços das ciências naturais, principalmente o último, discutindo a ideia de fluxo uniforme e conceito de equilíbrio (ORMES, 2002).

Ao adentrarmos sobre os postulados desenvolvidos na Geomorfologia, o nome de William Morris Davis surge como uma das mais influentes teorias de sua época. Quando se pensa em Davis (1899) é importante salientar a tríade de análise estabelecida pelo mesmo no tocante a estrutura, processo e tempo como controles geográficos que definem a configuração do relevo, por conseguinte, sobre a alcunha de ciclo geográfico ou de erosão. Davis (1899) se utiliza do conhecimento dos agentes fluviais que dissecam o relevo, colocando em seus estudos

termos como drenagem consequentes, subsequentes e “insequentes” para compreensão da denudação das estruturas e as formas que deixavam sobre a paisagem.

Davis (1899) propôs termos e análises sobre superimposição de drenagem, extensão de divisores por pirataria, erosão ao longo de linhas de fraqueza, entre outros (DAVIS, 1899; MORISAWA, 1989). A partir de tais entendimentos, a teoria do ciclo de erosão davisiana também pode ser denominada por ciclo de erosão fluvial. Na figura 02 abaixo Davis indica como ocorreu através do ajuste na estrutura, a captura por erosão dos rios *Susquehanna*, *Schuykill* e *Delaware*, dessa forma, uma reversão de drenagem do antigo rio *Anthracite* (MORISAWA, 1989).

Figura 2 - Exemplo da evolução da drenagem sobre os Apalaches da Pensilvânia desde sua paleodrenagem até a reversão e captura fluvial do rio Anthracite e a reorganização do fluxo hídrico atual para o Oceano Atlântico.



Fonte: Morisawa (1989) adaptado pelo autor.

O processo de erosão fluvial se tornou mais eficiente após soerguimento dos *Apalaches* e aumento da declividade em relação ao nível de base geral (Oceano Atlântico Norte) no contexto de margem passiva, logo, a erosão regressiva capturou a drenagem do rio *Antharcite*, reorganizando-a em outros três canais fluviais que atualmente tem seus respectivos cursos voltados para o oceano. As postulações de Davis (1899, 1902, 1938) recorreram ao conhecimento do poder dos agentes fluviais, os quais consolidaram os argumentos e bases que fundamentaram toda sua proposta teórica do ciclo geográfico (VERVLOET, 2009).

Davis (1899) descreve sobre capacidade de carga dos rios relativamente aos processos de dissecação, indicando o poder erosivo dos rios em seu período de juventude e como essa

capacidade vai reduzindo devido a diminuição do gradiente ao chegar nas fases de maturidade e senilidade do ciclo geográfico. Davis acrescenta em seu trabalho os métodos de desenvolvimentos dos divisores de drenagens e dos meandros ao longo de cada fase, principalmente durante a maturidade e senilidade, apontando a forte relação com os conhecimentos da Hidrologia e da Geologia, utilizando como área de estudo o relevo Apalacheano na região leste dos Estados Unidos da América. Neste contexto, Chorley *et al.* (1973) e Morisawa (1989) assinalam que Davis (1899) ao detalhar a origem e história dos rios na Pensilvânia foi obrigado resolver, sistematizar e formar sua percepção da evolução do rio e, por conseguinte, do desenvolvimento da paisagem geral.

Portanto, a primeira grande teoria de cunho geomorfológico teve como fonte de explicação de processos o conhecimento de parâmetros fluviais em ambiente úmido temperado de substrato rochoso homogêneo para a compreensão do ciclo fluvial ideal e as fases de denudação do relevo desde o estágio inicial até a senilidade (peneplano) (DAVIS, 1930 *apud* BIGARELLA, 2003). Salienta-se segundo Morisawa (1989) que a proposta teórica de W.M. Davis tem forte influência do Uniformitarismo de Hutton e do evolucionismo de Darwin, pois se observa no trabalho um conceito evolutivo das formas topográficas em estágios graduais característico das abordagens científicas de sua temporalidade cronológica.

Todavia, de acordo com Orme (2002) os processos fluviais relatados por Davis eram pressupostos muito mais teórico do que por evidências, principalmente pela falta de indicação dos depósitos correlativos. Segundo Orme (1989, 2002) os debates relativos ao início do século XX, especialmente os de língua inglesa, traziam consigo uma abordagem evolucionista, assim como, fortes considerações climáticas que dominaram a geomorfologia por influência francesa.

Diante das considerações do trabalho de Braun (1989) sobre processos de glaciação nos Apalaches, se observa que uma das principais lacunas da obra de Davis em relação aos Apalaches foi não reconhecer a ação do gelo como responsável pela abertura dos vales da Pensilvânia, ao contrario dos Apalaches ao sul, dissecados pela drenagem fluvial. O volume estimado de sedimentos no oceano só pode ser explicado pela ação da erosão glacial, desse modo, as áreas a norte dos Apalaches as taxas de erosão glacial e periglacial excedem em muito as taxas de erosão fluvial (BRAUN, 1989).

Ao dar seguimento a abordagem clássica chega-se a Penck (1953) que desenvolveu em seu trabalho o modelo de evolução a partir da interação soerguimento crustal e denudação, analisando principalmente as formas das encostas, indicando que o entalhamento do talvegue e os efeitos denudacionais são variáveis, ou seja, as incisões vão depender do grau de soerguimento e a intensidade de erosão do rio, atrelado litologia, inclinação da encosta,

capacidade do clima em criar manto de intemperismo. Portanto, Penck (1953) não abrirá mão da ação fluvial para explicar a evolução das vertentes em seu sistema teórico de explicação (VERVLOET, 2009). Todavia, a importância dos processos fluviais era dividida com o soerguimento crustal, ao contrário de Davis, aonde as dinâmicas dos rios tinham um detalhamento maior no ciclo de erosão.

É importante salientar a contribuição de Penck (1953) baseado no trabalho de Powel, como afirma Vervloet (2009), sobre os níveis de base de erosão, nível de base local e nível de base de denudação. Portanto, houve a compreensão por parte de Penck (1953) das várias escalas espaciais de análise de nível de base e como os rios trabalham diante desses diferentes contextos. Por conseguinte, Vervloet (2009) aponta que Penck percebeu que o nível de base geral de denudação não depende diretamente do nível de base geral de erosão, já que o primeiro é controlado pelos gradientes das calhas fluviais. Por conseguinte, sempre considerando as diferenças climáticas de atuação na denudação e o soerguimento crustal para compreender o processo recuo das encostas e a formação dos diferentes níveis de base.

Para Vervloet (2014) é com Penck que os *knickpoints* fluviais e as vertentes são vistos em um sistema de evolução com intuito de compreender e demarcar os níveis diferenciais de dissecação da superfície. Entretanto, Penck (1953) constrói sua base narrativa de explicação a partir das dinâmicas de encosta, perfil côncavo (*Waning Development*); perfil retilíneo (*Stationary Development*); perfil convexo (*Waxing Development*), estudando o maciço da Floresta Negra alemã (CHRISTOFOLETTI, 1980; BIGARELLA, 2003).

Portanto, a citação sobre a drenagem em Penck (1953) indica padrões de drenagem formando os vales radiais sobre a fase final de dissecação do relevo dômico, dessa forma, os processos fluviais na abordagem penckiana não tem o mesmo destaque e detalhamento observado em Davis (1899, 1902, 1938), muito menos, os canais fluviais serviram de parâmetros para índices morfométricos como utilizados por Hack (1957, 1960, 1965, 1972). O processo de erosão a partir dos rios são colocados como uma das formas de dissecação do relevo e modelação da morfologia, com os processos de encosta.

Na abordagem de King (1956) sobre a Geomorfologia do Brasil Oriental teve como foco o recuo das escarpas e a definição das superfícies de erosão e seu respectivo patamar topográfico, nesse sentido, tanto processos de encosta, como fluviais foram utilizados. Em relação aos processos fluviais, King (1956) faz relação entre o recuo erosivo da escarpa com o nível de base geral e as dinâmicas climáticas e eustáticas que fizeram parte da análise ao destacar as paisagens de rios afogados na costa leste do Brasil. Todavia, ao atentar sobre a evolução da paisagem em ambiente semiárido interpretado a luz da teoria de Lester King,

observa-se que a drenagem tem um papel secundário, justamente pela deficiência hídrica e a falta de rios perenes, em geral, tendo o recuo das vertentes um destaque maior na modelagem do relevo em ambiente semiárido.

Segundo Vervloet (2009), Lester King foi aquele quem mais aplicou os conhecimentos das disciplinas de hidráulica e morfologia fluvial para explicitar o poder de suas ideias. É sabido que o foco da teoria desenvolvida por King (1956) propõe que a origem das formas de relevo e pediplanação ocorre por recuo das escarpas, vertentes e encostas, no entanto, esses estariam ligados a processos fluviais, seja por escoamento concentrado ou em lençol, ora por compreensão dos fluxos superficiais estudados pela hidráulica. Portanto, as formas agradacionais e degradacionais descritas por King (1956) e os ciclos de erosão que resultaram nas feições morfológicas estão relacionados à influência da linha de costa e do sistema de drenagem.

Desse modo, a datar pelo soerguimento do continente, e como resultante a descida do nível de base, a escarpa vai regredir desde a costa e no interior a partir do vale do rio devido ao aumento de competência erosiva pela descida do nível de base (KING, 1956). Isto posto, o autor supracitado indica em sua análise o papel da rede fluvial na erosão das encostas de forma remontante até atingir o divisor de águas. No entanto, com o espaçamento da rede de drenagem, as diferenças litológicas também influenciam no perfil ideal de uma encosta. É importante destacar a citação de King (1956) sobre as capturas das antigas cabeceiras de drenagem do rio Tietê pelo rio Paraíba do Sul, indicando o tema captura de drenagem em seu trabalho.

Os postulados de Davis (1899), Penck (1953) e King (1956) tiveram como base a observação atrelado a perspectiva evolucionista como modelo teórico. De acordo com Vervloet (2009) esses autores tomaram como base a observação e dotados de privilegiado preparo intelectual, fizeram a classificação conceitual dos fenômenos geomorfológicos utilizando como método a observação direta do objeto em trabalho de campo. Por conseguinte, os respectivos autores empregaram modelos mentais sistemáticos, após exaustivas observações das paisagens analisadas.

Os trabalhos sobre a Teoria da *Etchaplanação* descritas nos trabalhos de Büdel (1957, 1963, 1982) aponta sobre a Dupla Superfície de Planação (*doppelten Einebnungsflächen*), cujo papel do intemperismo estabelecido na análise geomorfológica causou grande impacto nos estudos da geomorfologia, sobretudo em estudos nas regiões tropicais, por conseguinte, as concepções de Büdel estavam, na maioria, atreladas as ideias de Wayland (1933) corroborando a teoria de aplanamento de corrosão (BIGARELLA, 2003; VITTE, 2005). Isto posto, o

aplainamento ocorre pelo aprofundamento do manto de intemperismo e a remoção da parte superior do manto de alteração (BIGARELLA, 2003).

Ao resgatar a perspectiva da *etchplanação* o trabalho de Vitte (2005) utiliza a bacia hidrográfica como unidade natural de análise, pois, funciona como nível escalar básico, a qual permite a compreensão das variações espaço-temporais dos processos morfogênicos dinamizados pela *etchplanação*. Neste contexto, o sistema fluvial organizado de forma sistêmica atrelado as características litoestruturais, mudanças paleoclimáticas, conduzem ao aprofundamento do *front* de alteração, principalmente nos períodos mais úmidos. Vitte (2005) salienta há duas frentes de interpretação das dinâmicas das paisagens do mundo tropical onde predominam a sazonalidade climática, ocorre a presença de *inselbergs*, todavia, em relação aos climas tropicais a qual a característica consiste em umidade constante, os estudos tiveram como preocupação o desenvolvimento das vertentes.

Büdel (1957, 1963) indica funções diferentes da erosão e da alteração no processo de aplainamento, ou seja, em terrenos topograficamente mais planos a ação erosiva decorre na porção superior durante a estação úmida, enquanto a alteração química das rochas ocorre sobre toda superfície basal, portanto o intemperismo permanece atuando mesmo na estação seca (BIGARELLA, 2003). Neste sentido, o papel dos sistemas fluviais só ganha mais destaque no período de transição entre o clima mais seco para o clima mais úmido, onde as ações das forças erosivas dissecavam o relevo, depositando o material sedimentar nos níveis de base local e regional. Contudo, o intemperismo tem uma função fundamental na Teoria da *Etchplanação* deixando as dinâmicas fluviais, em um contexto de canal, uma função de pouco destaque. O escoamento superficial difuso durante o período chuvoso tinha muito mais relevância para explanação do modelo em detrimento ao sistema fluvial.

Destaca-se, eventualmente, que os mantos de intemperismo seriam removidos pelos agentes de denudação durante movimentos de levantamento regional como epirogênese lenta ou descontínua e, posteriormente, esse manto superficial de alteração é gradualmente removido pelas águas episódicas e/ou pela erosão laminar (WAYLAND, 1933; BIGARELLA, 2003). Fato reafirmado por Büdel (1957, 1982) que aponta que a formação de plano de corrosão (“*etchplain*”) estaria associada principalmente com as regiões tropicais sazonais tectonicamente estáveis e inativas (BIGARELLA, 2003). Desse modo, essas são as condições naturais para a aplicação da teoria da *Etchplanação* como modelo de evolução do relevo, a qual a drenagem em canais fluviais tem menor relevância na explanação teórica.

### 2.1.3 O método de Hack e o sistema fluvial como objeto central de análise

Hack (1957, 1960, 1965, 1972) foi o autor que mais se destacou ao empregar metodologias cujo foco da análise consiste sobre os canais fluviais. Perfis longitudinais, a compreensão do equilíbrio dinâmico, padrão de drenagem relacionado a geologia, características morfométricas das bacias hidrográficas e o método do índice de gradiente utilizados por John T. Hack o coloca como destaque entre os autores clássicos.

Com Hack (1965) e sua abordagem do Equilíbrio Dinâmico, os rios e as características morfométricas do sistema fluvial voltam ao centro da explicação da evolução da paisagem. As características geométricas das bacias hidrográficas passam a serem relacionadas aos tipos de rochas, exposição a fatores ambientais, tamanho e formas das cavidades (*hollows*), densidade dos vales, curvatura das encostas, entre outros aspectos analisados pelo autor supracitado para explanação de sua proposta.

Foi a partir da metodologia utilizando o perfil longitudinal do rio *Shenandoah* nos Apalaches Centrais, da observação de vários níveis de terraços, e do cumprimento relacionado com a sinuosidade e quebras (*knickpoint*), que Hack (1965) propôs o conceito de equilíbrio dinâmico. Portanto, ao contrário de Davis (1899, 1902, 1938), Hack (1957, 1960, 1965, 1972) reconheceu a grande variação litológica dos Apalaches, o que permitiu desenvolver o cálculo das características morfométricas do canal em função da erodibilidade do substrato geológico.

É importante salientar que o termo equilíbrio dinâmico já tinha sido trabalhado por Gilbert (1877) cujo estudo sobre as *Henry Mountains* utilizou-se de relações de declividade, características das rochas e o clima para determinar o grau de erosão de uma área estudada (MONTEIRO, 2015). Ou seja, o clima e a declividade, para Gilbert (1877), seriam os fatores preponderantes na determinação dos processos erosivos, que ocorrem com variabilidade conforme a resistência das rochas à erosão (MONTEIRO, 2015). Isto posto, observa-se em Gilbert (1877) uma discordância com W. M. Davis em relação ao ciclo de erosão, assim como para com o sistema fluvial, que não está no cerne de sua explanação. Contudo, ao trazer as ideias do equilíbrio dinâmico na década de 1950, 1960, 1970, John T. Hack se utiliza do contexto da organização espacial da drenagem em canais fluviais em sua argumentação teórica e metodológica.

Como a teoria do equilíbrio dinâmico preconiza uma relação entre os processos de denudação e isostasia, é importante compreender, segundo Tavares (2015) que as superfícies de erosão não se formariam unicamente como resposta à denudação regional em uma escala temporal de milhares de anos a partir de um aplainamento contínuo, mas se manteriam como

feições dinâmicas na paisagem. Por conseguinte, os rios são excelentes objetos de estudos no intuito de compreender essas feições dinâmicas. Neste sentido, a experiência de Hack no estudo fluvial para elaborar a proposta do equilíbrio dinâmico baseando-se na ideia do perfil do rio equilibrado se destaca em seus estudos (MONTEIRO, 2015). Utilizando o sistema de drenagem, Hack (1960) explica as diferenças topográficas que ocorria ora, pelo contraste de resistência erosiva do leito rochoso dos rios, ora por alteração nas taxas ou histórico de elevação.

Neste contexto, com a necessidade de definir uma ideia de equilíbrio usando a rede de drenagem fluvial como exemplo, Hack (1972) aponta o estágio de equilíbrio de um rio é atingido quase que imediatamente ao desenvolvimento de um vale, em vista disso, como todos os componentes estão em equilíbrio, diante da mudança de qualquer elemento, todos os outros se ajustam na busca de rearranjo, portanto, não precisando de milhões de anos para isso. A partir do momento que as forças de soerguimento e de erosão se alterem ou um tipo diferente de rocha seja exposto à superfície, o rio buscará um novo equilíbrio e todos os elementos do sistema serão atingidos proporcionalmente ao grau de alteração (MONTEIRO, 2015).

Hack (1982) tratando o balanço da dinâmica da paisagem a qual podem ser explicadas por características de forças envolvendo elevação, erosão e resistência das rochas onde os padrões de fluxo de drenagem refletem os estágios de denudação do relevo, a análise do perfil do canal torna-se uma ferramenta relevante com a qual é possível identificar um possível movimento tectônico ou resistência da rocha devido ao fluxo dos rios. Ademais, falhas e dobras e outras características locais são, obviamente, também manifestações de tectonismo potencialmente influentes. Desta forma, Hack (1982) utilizou-se da drenagem a partir dos canais fluviais para explanar sobre a evolução do relevo, sempre considerando a tríade elevação, erosão e resistência das rochas.

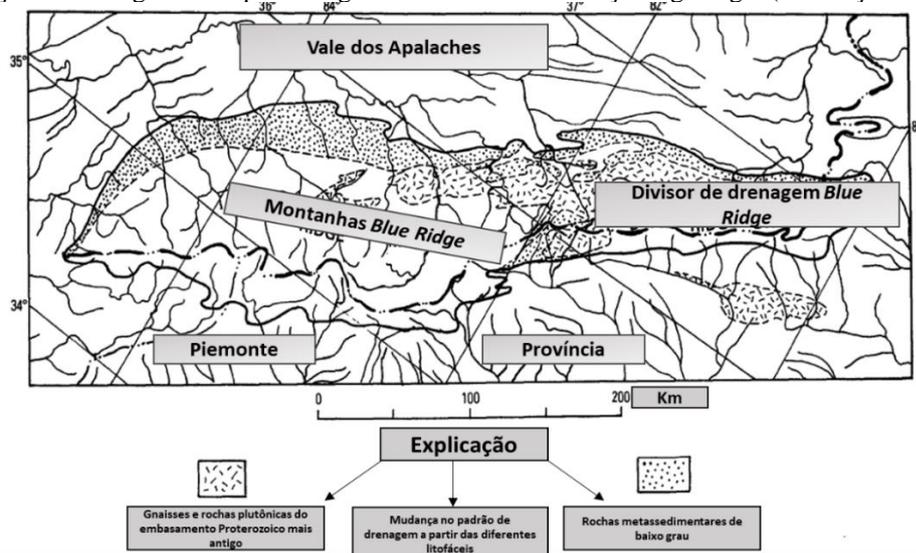
Ao realizar a análise e definir as Divisões Fisiográficas e Soerguimento Diferencial na *Blue Ridge Mountains* e seu respectivo Piemonte, Hack (1982) usa o padrão de drenagem e as características morfométricas das bacias hidrográficas calculada pela largura e comprimento onde a forma das bacias de drenagem são dadas por essa proporção. Atrelada a isso, a questão de como o sistema fluvial se comporta diante do controle estrutural a partir das diferentes litofacies. Hack (1982) destacou pesquisas como a de Langbein (1947) no Vale do rio *Shenandoah*, bem como, Leopold e Langbein (1962), as quais indicaram que à medida que as bacias hidrográficas aumentam a jusante tendem a desenvolver maior comprimento, ou seja, bacias hidrográficas grandes são geralmente mais alongadas que as pequenas. Essas características das bacias hidrográficas foram estudadas por Hack (1957) utilizando dados sobre

as áreas de drenagem e comprimentos dos rios e riachos, incluindo curvas e meandros (HACK, 1982).

Ao aplicar o método do índice de gradiente, Hack (1973) obteve como resultado da extensão e comprimento dos rios um perfil longitudinal onde se observa as quebras no fluxo de drenagem e as diferenças topográficas no terreno. Hack (1973, 1982) a partir dos perfis longitudinais dos rios *Calfpasture*, *North*, *Cranberry*, *Potomac*, *James*, *Savannah*, *Oconne*, *Neuse*, *Flint*, entre outros, analisou a evolução da paisagem nos Apalaches na região leste dos Estados Unidos. A relação da geometria do fluxo dos canais fluviais com a geologia local (resistência das rochas à erosão), assim como, a granulometria dos sedimentos do material de leito, é o cerne dos trabalhos do autor supracitado, assinalando que o índice de gradiente, quando usado na compreensão do contexto geral da paisagem, podem fornecer dados interessantes sobre as causas da diversidade geomorfológica de uma área estudada, indicando ajustes feitos pelo sistema de drenagem, bem como forças diastróficas que se opõem a elas (HACK, 1973).

Portanto, fica evidente o papel central que os sistemas fluviais têm nos trabalhos de John T. Hack desde a compreensão das quebras nos perfis longitudinais e erosão e/ou soerguimento dos rios estudados (HACK, 1957; 1960); passando pelos conceitos de equilíbrio dinâmico, topografia e erosão diferencial por diferença litológica e geometria da rede fluvial como ferramenta para evolução da paisagem (HACK, 1965, 1972, 1973); e interpretação da divisão fisiográfica da paisagem (FIGURA 03), soerguimento diferencial do relevo e capturas fluviais (HACK, 1982).

Figura 3 - Setor Meridional da Blue Ridge Mountains e a divisão fisiográfica realizada por Hack (1982) a partir da setorização da drenagem e a reposta da geometria fluvial em relação à geologia (diferenças litológicas).



Fonte: Hack (1982) adaptado pelo autor.

## 2.2 A BACIA HIDROGRÁFICA NO CONTEXTO DE MARGEM PASSIVA

Este capítulo visa compreender como se desenvolvem e evoluem as bacias hidrográficas de margem passivas a partir de trabalhos que abordaram este contexto tanto no Brasil, quanto no mundo. Antes será necessário entender o contexto geotectônico de margem passiva e, posteriormente, abordar as características das bacias hidrográficas nessas áreas.

### 2.2.1 Margem Passiva e seu processo de evolução tectônica Pós-Rifte

Antes de tratarmos sobre o contexto geomorfológico, morfoestrutural e morfotectônico de bacias hidrográficas desenvolvidas em margem passiva, torna-se imprescindível entender qual é o contexto geotectônico que configura uma margem passiva. Segundo Beaumont, Kooi e Willett (2000) e Bradley (2008), as margens passivas, também denominada margem tipo Atlântico, margem de rifte ou margem divergente, surgem e sendo reconhecidas por processos de extensão, rifteamento e formação de bacias oceânicas a partir da ruptura de placas tectônicas com movimento divergente e fragmentação da litosfera. Estes mecanismos se refletem também na morfologia do interior dos continentes sobre as bordas de margem passiva observadas em escarpas sobre o Sudeste da África, América do Sul, Índia e Austrália (BEAUMONT; KOOI; WILLETT, 2000; SUMMERFIELD, 1991).

Para Green *et al.* (2018) a teoria das placas e modelos geodinâmicos atuais não explicam as cadeias montanhosas encontradas em margem continental passiva (extensionais), sendo necessária uma teoria geodinâmica mais eficiente para essas áreas. Essas margens podem ser encontradas no leste e oeste da Groelândia, Noruega, Brasil, Antártica, África Austral, Austrália Oriental, Arábia Saudita e Índia Ocidental (GREEN, *et al.* 2018).

Algumas diferenciações de tipos de margem passiva são destacadas por Bradley (2008) Kearey, Klepeis e Vine (2009); Blenkinsop e Moore (2013) como margens continentais passivas vulcânicas e não vulcânicas e margens passivas maduras (> 60 Ma) e jovens (< 60 Ma). Modelos são indicados por Petersen e Schiffer (2016) referindo-se a margens pobres ou ricas em magma que explicam algumas particularidades como afinamento ou profundidade da litosfera, além de forte assimetria variando de 100 a 500 quilômetros de largura. Os detalhes desses fatores podem ser encontrados nas pesquisas citadas acima. No caso da margem passiva brasileira as características correspondem a margem madura, portanto, o propósito dessa discussão é focar nessas características.

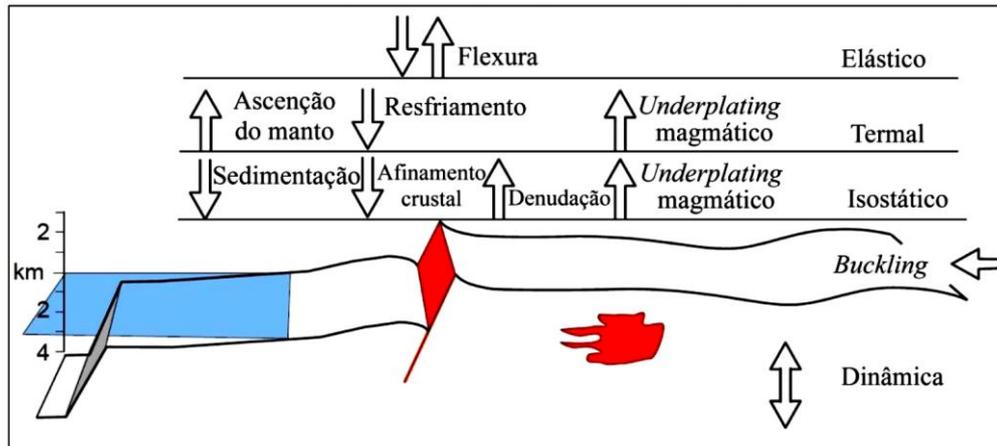
A discussão sobre as margens passivas é feita em dois tempos: o primeiro, relacionados a abertura do rifte e processos ígneos que precedem a ruptura continental e geram topografia pré-deriva; e o segundo, atrelado aos processos pós-rifte, ou seja, a evolução das morfologias no interior do continente após movimentos de rifteamento (BRADLEY, 2008; BLENKINSOP; MOORE, 2013). O segundo é de interesse maior da geomorfologia tectônica e estrutural para compreensão da evolução da paisagem em áreas de margem passiva.

A formação de uma margem continental passiva está atrelada a rupturas de antigas zonas de sutura onde ocorreram colisões em fases anteriores do Ciclo de Wilson, desse modo, se aproveitam de heranças tectonoestruturais associadas a estruturas orogênicas pré-existentes (PETERSEN; SCHIFFER, 2016). Assim como, processos de circulação convectiva conduzem a extensão ou afinamento crustal, portanto, a relação das dinâmicas mantélicas e estruturas preexistentes de ciclos anteriores dão as características do rifteamento e, por conseguinte, do tipo de margem passiva (PETERSEN; SCHIFFER, 2016).

Nesse sentido, as estruturas herdadas têm importância na evolução geológica dos continentes, da mesma maneira, também sobre o desenvolvimento da paisagem geomorfológica, já que são a partir delas que processos de dissecação e drenagem agem dando os atributos ao relevo. Essas estruturas quando reativadas durante o cenozoico, com resposta direta nas formas superficiais, conduziram a modificação da drenagem, por vezes, com mudança brusca de direção da drenagem e capturas fluviais.

Os fatores que causam os movimentos verticais das margens passivas e interiores continentais são analisados por Blenkinsop e Moore (2013) e destacado também por Oliveira (2019), podem ser agrupados em efeitos elásticos, térmicos, isostáticos e dinâmicos (FIGURA 04), sobretudo, aqueles relacionados à propagação de campos de *stresses* gerados nos limites de placas (*far-field stresses*), sendo perceptível em diversas paisagens contemporâneas (OLIVEIRA, 2019).

Figura 4 - Diferentes fatores que ocorrem durante a evolução de margem passiva desenvolvido por Blenkinsop e Moore (2013) e adaptado por Oliveira (2019).



Fonte: Retirado de Oliveira (2019).

Os movimentos verticais são responsáveis pelas flexuras litosféricas sobre as bordas das margens passivas. Flancos assimétricos podem ser formados por resposta elástica da litosfera, por exemplo, resultados de afinamento da crosta (KEAREY; KLEPEIS; VINE, 2009). Fatores como alongamento da crosta, efeitos da erosão e profundidade da litosfera correspondem a variáveis ao padrão de soerguimento da crosta (KEAREY; KLEPEIS; VINE, 2009). Esses aspectos vão influenciar nas características do relevo sobre as áreas de margem passiva. Portanto, a flexura de borda continental é um mecanismo tectônico de compensação isostática que provoca soerguimento (movimento epirogênico) e comandam reativações nas estruturas cujo sistema fluvial pode ser o primeiro a sentir os reflexos, por exemplo, em mudança de direção dos canais fluviais.

A denudação pós-rifte das escarpas vai variar conforme a duração temporal do processo de rifteamento, assim como, das condições climáticas existentes sobre as áreas de margem passiva (BEAUMONT; KOOI; WILLETT, 2000). Modelos apresentados pelos autores supracitados analisam que as evoluções das escarpas também passam pela ação da drenagem ao longo do tempo aproveitando as estruturas herdadas do rifteamento. Vão desde as primárias superfícies sinusoidais, passando por formação de divisores de drenagem e chegando até o recuo da escarpa e remoção dos interflúvios. A chave para preservação da escarpa, ou seja, maior ou menor capacidade de retração paralela, ocorre na relação entre declínio difuso da encosta e a inclinação da vertente fluvial quando nas proximidades do topo da escarpa é iniciado a divisão das drenagens (BEAUMONT; KOOI; WILLETT, 2000). É importante salientar que para alguns pesquisadores a elevação tectônica das escarpas de margem passiva ocorreu pós-rifte (JAPSEN *et al.* 2012a; SACEK, 2017; GREEN *et al.* 2018).

Os reflexos sobre a assembleia de formas de relevo em áreas de margem passiva madura podem gerar megamorfologias diferentes no que se refere à fase rifte e pós-rifte. Ao considerar critérios geomorfológicos é possível distinguir dois tipos de margens: margens continentais passivas de baixa elevação e margens continentais passivas elevadas (OLIVEIRA, 2019). Para Bétard (2010) as margens passivas de baixa elevação foram pouco caracterizadas e sub-representadas na literatura em estudos sobre elevação e denudação, principalmente devido aos limites de métodos termocronológicos e dados referentes a taxa de denudação.

A partir de análise morfoestatigráfica sobre a margem passiva Atlântica da França sobre o Maciço de Armoricano, Bétard (2010) apresenta as características do processo de denudação das quais as margens continentais passivas de baixa elevação apresentam uma morfologia de rampa com elevação gradual iniciada nas planícies costeiras e ascendendo topograficamente até o interior, desse modo, esse tipo de margem, devido à suavidade do relevo, exibem menor perturbação tectônica pós-rifte. Trabalhos com propósito parecido foi realizado na margem equatorial transformante da América do Sul por Peulvast e Claudino Sales (2004) e Peulvast e Bétard (2015).

Em relação às margens passivas elevadas, as feições apresentam planalto elevado com altitudes variando entre 1000 a 2000 metros e presença de vales profundamente dissecados, separados das planícies costeiras topograficamente por uma ou mais escarpas (GREEN *et al.* 2018). Os modelos desenvolvidos a partir dos dados termocronológicos de baixa temperatura sugerem que estas paisagens são reflexos da elevação flexural após o rifte, tal qual, ampliada pela resposta isostática a denudação. Modelos anteriores consideram que as margens já eram elevadas no momento da ruptura, portanto, a topografia atual reflete a escultura erosiva subsequente ao basculamento e ruptura do rifte (GREEN *et al.* 2018; GALLAGHER; BROWN, 1999a; 1999b; van der BEEK *et al.*, 2002; SPOTILLA *et al.*, 2004; BRAUN *et al.*, 2014).

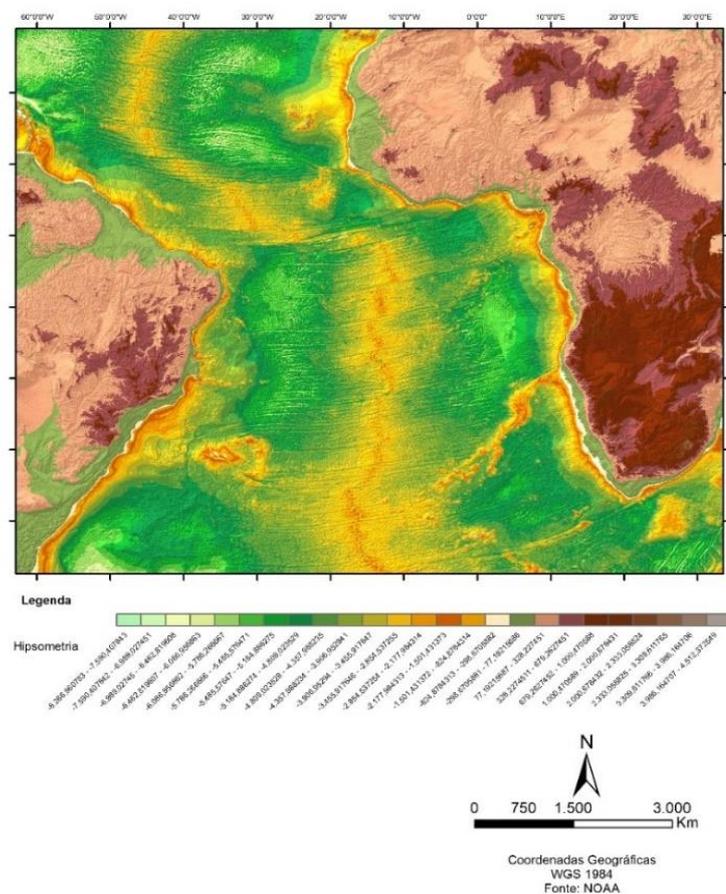
Todavia, modelos geodinâmicos atuais de evolução e dados de Traço de Fissão de Apatita (TFA) de margem continental passiva elevada (MPCE) sugerem uma sucessão de fases as quais caracterizam a formação dessas áreas. Apresentam evidências de deposições (soterramento) pós-rifte, seguida posteriormente por elevação e exumação das MCPE e suas bacias adjacentes, estes processos ocorrendo de forma episódica. A manutenção das altitudes não está ligada apenas a ruptura do continente, desse modo, segundo os modelos geodinâmicos, as MCPE representam dobras litosféricas anticlinais, formada por compressão decorrida da mudança abrupta da espessura crustal dos crátons pela ação de abertura do rifte. Os dados de TFA apontam para episódios temporais diferentes de resfriamento sobre os embasamentos estudados na parte oeste da Groelândia e África do Sul, sudeste e nordeste do Brasil, sudeste da

Austrália, sul da Noruega, entre outros, corroborando com a ideia de fases distintas de evolução (JAPSEN *et al.*, 2012a; 2012b; BLENKINSOP; MOORE, 2013; GREEN *et al.* 2017; 2018).

As MCPE passam por fases episódicas de deposição, soerguimento e exumação pós-rifte analisada por Japsen *et al.* (2012a) e Green *et al.* (2018) as quais mostram a não quietude dessas margens, portanto, os modelos de evolução não podem ser lineares, nesse caso, as MCPE evoluem através da compressão da crosta e elevação e, posterior denudação pós-rifte com significativa contribuição no processo denudacional da ação fluvial. A compensação isostática após desgaste erosivo conduz a elevações episódicas, desse modo, são permanentemente acometidas por pulsos de soerguimento (JAPSEN, *et al.* 2012a; SACEK, 2017), por conseguinte, a não-linearidade é que caracteriza a formação as MCPE.

Esses processos ocorreram de forma semelhante em diferentes margens passivas da Terra, embora apresentando características topográficas distintas como o leste do Brasil e sul e sudeste da África (FIGURA 05). A MCPE do Brasil se assemelha mais com as margens da Groelândia, Escandinávia e sudeste da Austrália (JAPSEN, *et al.* 2012b).

Figura 5 - As margens passivas do leste do Brasil e sul/sudeste da África embora passando por processos de evolução de MCPE semelhantes, apresentam topografia distinta.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Quando dados de métodos termocronológicos, como TFA e U/Th, foram aplicados em estudos nas respectivas MCPE no sul do Brasil e sudoeste da África do Sul, foi observado que as idades mais jovens estavam longe do litoral no lado africano, entretanto, no sul do Brasil essas idades mais jovens encontram-se próximo da costa (BROWN *et al.* 1990; GALLAGHER *et al.* 1994; BRAUN, 2018). Desse modo, foi sugerido que as idades na África do Sul foram redefinidas durante o recuo progressivo da escarpa atual por conta de uma dinâmica mais rápida de recuo durante as poucas dezenas de milhões de anos após o início do rifteamento. Todavia, no Brasil, é plausível indicar um episódio mais recente de soerguimento e erosão (pós-rifte) afetando regiões mais próximas ao litoral atual (BROWN *et al.* 1990; GALLAGHER *et al.* 1994; BRAUN, 2018).

A diferenciação topográfica entre as margens passivas da América do Sul e da África pode ser explicada também pela topografia dinâmica. Esta corresponde a deformações ocorridas na superfície da Terra, condicionada pelas tensões (*stresses*) verticais na base da litosfera, geradas por fluxos no manto (LITHGOW-BERTELLONI; SILVER, 1998). Desse modo, o denominado *Superswell* africano, observado através da representação em escala geoidal, conduz a elevação do continente africano devido a uma anomalia mantélica (ressurgência de fluxos no manto de baixa velocidade) prevista em modelos sísmicos. Portanto, esse processo crustal é apontado como força motriz para manutenção da elevação da MCPE do lado africano (LITHGOW-BERTELLONI; SILVER, 1998). Estudos apontando as fases de evolução da MCPE do sul da África utilizando TFA foi realizado por Green *et al.* (2017) para entender os efeitos sobre a superfície geomorfológica local.

Mecanismos termais sobre o manto provocam alongamento mecânico na litosfera devido aumento do fluxo de calor que ocasiona afinamento na crosta, logo, a menor densidade litosférica acarreta formação de domos progressivos. Portanto, perturbações térmicas na astenosfera causada por atividade de plumas em menor escala pode ter como consequência o alongamento litosférico e, por conseguinte, resposta isostática sobre o relevo em áreas de margem passiva, assim como, elevação flexural, principalmente na denominada “ombreira de rifte” (CLOETINGH *et al.* 2013). A influência da convecção em pequena escala não é a principal explicação para formação das altas características topográficas em margens continentais convergentes. Todavia, se apresenta como um componente relevante para sustentar uma escarpa preexistente e explicar as variações expressivas nas taxas de denudação (SACEK, 2017).

É perceptível que a topografia dinâmica está diretamente ligada a anomalias térmicas de pequena escala sob a astenosfera que influenciam na espessura da crosta, supõe-se que o manto

sob o cráton arqueano é mais quente, comparado as bordas continentais mais finas (KING; ANDERSON, 1998; SACEK, 2017). Os estudos sísmicos e geofísicos, como também, modelagem de mecanismos sin- e pós-rifte trazem os esclarecimentos necessários para entender as diferenças do relevo. Ao observar que as células de convecção formam instabilidades no contato entre a crosta oceânica e a continental. King e Anderson (1998) identificaram a formação de uma anomalia de pequena escala sob a borda, no contato das crostas de espessuras distintas, denominada de *Edge Drive Convection* provocando assimetrias sobre a litosfera que desencadeiam reorganização da drenagem (SACEK, 2017). Constatou-se também que a litosfera continua se movendo, portanto, não estacionária e esta movimentação produz reflexos como compressão do relevo nas margens passivas (KING; ANDERSON, 1998; THYBO; ARTEMIEVA, 2013).

Destaca-se, dessa maneira, que interações entre processos de ressurgência do manto (plumas) com a litosfera continental podem desempenhar um papel importante no crescimento, modificação e destruição da litosfera, tanto sobre as margens dos continentes, quanto nas regiões intraplaca (THYBO; ARTEMIEVA, 2013). Esta dinâmica mantélica é denominada de *underplating*, observado por dados geofísicos (velocidade das ondas sísmicas), as quais indicam contínua ascensão do magma no manto superior, desse modo, a depender das características da crosta, conduz a flutuabilidade neutra (THYBO; ARTEMIEVA, 2013). A interação entre flutuabilidade e as propriedades reológicas da crosta acarretam compensação isostática, por conseguinte, respostas topográficas sobre a superfície terrestre.

Outro aspecto que reafirma a inquietude das margens passiva são os chamados *far-field stresses*. Estes mecanismos, principalmente durante o Cenozoico, trazem perspectivas sobre movimentações verticais dos continentes que refletem não só em margem ativas, assim como, em margens passivas, todavia com evidências mais sutis (QUIGLEY *et al.* 2010; YAMATO *et al.* 2013). Estes movimentos são a força motriz para compressão de margens passivas, atrelados a atividades de ressurgência ativa no manto durante o Cenozoico e, por vezes, são os mecanismos tectônicos mais adequados para explicar as inversões tectônicas, pois os *stresses* horizontais se propagam para as áreas intraplaca do continente (YAMATO *et al.* 2013).

A atividade convectiva que conduz a compressão pode atingir qualquer lugar da placa tectônica, incluindo as margens passivas, como mostra o estudo de Yamato *et al.* (2013) na América do Sul. Outro exemplo de *far field stresses* é observado na Austrália, analisado por Quigley *et al.* (2010) ao estudar falhas reativadas e/ou nucleadas durante o Plioceno. Portanto, a influência sobre a evolução geomorfológica australiana passa pelo movimento da placa indo-australiana (IAP) associadas a zonas de subducção na região da Indonésia e a resistência da

colisão no Himalaia conduzindo a movimentação e compressão da Austrália, as quais os reflexos sobre falhas em bacias sedimentares e reversão de drenagem é destacada no trabalho de Quigley *et al.* (2010). Outros exemplos em várias partes do planeta podem ser encontrados na pesquisa de Oliveira (2019).

Braun (2018) desenvolveu um modelo para compreender a velocidade de migração e taxas de recuo das escarpas, o qual aponta para uma estabilidade na evolução das mesmas, exceto por um período de migração rápida aparente nos estágios iniciais no processo de modelagem. Se apoiando em soluções potenciais de autores como Brown *et al.* (2002), Cockburn *et al.* (2000) e Fleming *et al.* (1999), o modelo indica a possível hipótese que existia um divisor continental anterior (não se configurava como uma escarpa) e, posteriormente ao processo de rifteamento a escarpa inicial degrada-se rapidamente por erosão até a área entre o litoral e a divisão pré-existente, desse modo, uma nova escarpa se forma na posição do antigo divisor continental.

Ao analisar modelos propostos na literatura relacionada a evolução de escarpas, Braun (2018) pauta as principais descobertas como as seguintes, resumidamente: a estabilidade de uma escarpa depende fortemente se a mesma é um divisor de drenagem; o recuo lento da escarpa é possivelmente o cenário provável, por conseguinte, este processo de recuo das escarpas para o interior do continente tem como resposta o processo de capturas de drenagem cujo reflexo sobre a paisagem geomorfológica são a formação de elevações topográficas isoladas nas planícies costeiras como registro reliquial da escarpa anterior.

O autor supracitado ainda destaca que o divisor de drenagem pré-existente e a existência de planalto elevado no interior continental comandam a taxa de evolução e a posição final das escarpas. A taxa de recuo e evolução da escarpa é principalmente definida pelo parâmetro constante da erosão fluvial, contudo isostasia flexural é o fator principal que controla as escarpas, sobretudo, se vão se tornar ou não divisores de drenagem; e por fim, os contrastes litológicos são importantes para determinar a exata forma da escarpa (BRAUN, 2018).

Destacam-se os processos fluviais como um dos principais fatores que controlam o recuo das escarpas, principalmente por propagação de *knickpoints* analisados por métodos morfométricos e o processo erosivo detalhado a partir de dados cosmogênicos (WEISSEL e SEIDL, 1998; BRAUN, 2018). Desse modo, a investigação da drenagem e características de bacias hidrográficas se configura em uma ferramenta imprescindível para entender as dinâmicas naturais relacionadas ao recuo das escarpas.

## 2.2.2 Características neotectônicas da margem passiva atlântica brasileira

Inicialmente é necessário compreender as características da margem passiva brasileira. Em sua formação dentro da história geológica, a margem leste do Brasil representa uma margem vulcânica rifteada (MATOS, 1992). Tal classificação foi apoiada pela existência de refletores de mergulho em direção ao mar dentro da bacia sedimentar Sergipe-Alagoas, assim como, evidências de atividade vulcânica *sin-rifte* nas bacias sedimentares Paraíba e Pernambuco (MOHRIAK *et al.*, 1998; 2002; JARDIM DE SÁ *et al.*, 2004; ALMEIDA *et al.*, 2005; MORAIS NETO *et al.*, 2009).

A margem passiva brasileira apresenta estudos que apontam sua inquietude em vários pontos, como indicado por Riccomini e Assunção (1999) ao destacar eventos tectônicos ocorrido durante o Quaternário, passando pelos domínios geotectônicos da Província Borborema, Cráton do São Francisco, Bacia do Paraná, Cinturão Orogenético do Ribeira, entre outros. Os dados contemplam fatores geofísicos, análises de falhas e zonas de cisalhamento e compressões causadas por *far-field stresses*.

Mello *et al.* (1999) a partir de análise sismoestatigráfica dos sistemas de lagos no vale do médio curso do rio Doce (sudeste brasileiro), propõe a evolução considerando não só de fatores paleoclimáticos, processo de sedimentação durante o holoceno, todavia, ao detectar falhas normais sobre os depósitos lacustres (*sin-deposicionais*) passou a agregar ação neotectônica no vale do médio curso do rio Doce como um dos fatores atuantes na evolução da paisagem geomorfológica.

Conforme o trabalho de Nikolaeva *et al.* (2011) a margem passiva brasileira, mais precisamente o setor sudeste, é o local mais favorável para o início da subducção ao longo das margens atlânticas da América do Norte e do Sul. A partir de um estudo numérico na tentativa de compreender o processo de subducção espontânea em margens passivas do continente americano, cujo intuito foi entender o adensamento da litosfera oceânica envelhecida, excedendo da densidade da astenosfera subjacente (NIKOLAEVA *et al.*, 2011).

Os modelos numéricos demonstraram que durante uma subducção espontânea em margem passiva, a litosfera continental mais fraca é deformada internamente em comparação com a oceânica, mais forte, essa última, é sujeita apenas a flexões viscoelastoplásticas suaves (NIKOLAEVA *et al.*, 2010; FACCENDA *et al.*, 2009 STECKLER; BRINK, 1986). Os fatores que contribuem para a probabilidade de subducção sobre o setor SE da margem brasileira é devido à menor espessura da litosfera continental e temperatura mais alta de Moho (NIKOLAEVA *et al.*, 2011).

Existem forças de compressão de leste (*Mid-Atlantic Ridge* – MAR) e oeste (Cordilheira dos Andes) que atuam sobre a Plataforma Sul-americana, apontada como provável origem e suporte do denominado Platô Brasileiro, ou seja, ocorre um empurrão da litosfera continental sobre a América do Sul oceânica ocasionando dobramentos profundos no Sudeste do Brasil (MARQUES *et al.*, 2013). Os reflexos na paisagem geomorfológica dos efeitos tectônicos crustais podem ser observados, por exemplo, em canais fluviais a partir de deformações tectônicas na rede de drenagem (*knickpoint*) utilizando a técnica Relação-Declividade-Extensão (RDE) como fez Etchebehere *et al.* (2004) ao analisar a bacia do Rio do Peixe em São Paulo.

Evidências neotectônicas encontrada por Hiruma *et al.* (2001) no Planalto de Campos do Jordão apresentando capturas de drenagem, rios em gancho, vales assimétricos, escarpas retilíneas, facetas triangulares e trapezoidais, anfiteatros suspensos, entre outras características. Silva e Mello (2011) destacaram um conjunto de falhas/estrias com intuito de identificar esforços neotectônicos sobre a área da Zona de Cisalhamento Rio Paraíba do Sul. Portanto, trabalhos as quais ratificam a inquietude da margem passiva brasileira.

Especificamente sobre o Nordeste Brasileiro, um conjunto de pesquisas foram realizadas com propósito de detectar evidências neotectônicas sobre a paisagem geomorfológica. Dentre elas, a de Bezerra *et al.* (2001) sobre estruturas relacionadas a controle de falhas nos vales do Guaráira e Canguaretama, formando grábens e horst relacionados a reativações de zonas de cisalhamentos que passam pela área.

Bezerra *et al.* (2005) e Moura-Lima *et al.* (2011) identificaram significativas estruturas bem preservadas de fluidização e elutriação causadas por processos de liquefação em sedimentos do Quaternário no norte da região Nordeste do Brasil, especificamente em trechos do vale do rio Ceará-Mirim e do Assu nos estados do Rio Grande do Norte e Ceará respectivamente. A formação, especificamente sobre o vale do rio Assu, foi proposta como resultado de agitação de ondas sísmicas sobre os sedimentos pós-depositados, a qual conduz a perda de cisalhamento nos estratos, seguida do aumento de pressão nos poros e dissipação da camada cascalhosa, e posteriormente, aglomeração dos clastos por elutriação e formação de cúpulas e bolsões (MOURA-LIMA *et al.* 2011).

Lima (2010) aborda evidências tectônicas nos sedimentos da Formação Barreiras com a presença de estruturas dúcteis e rúpteis pós-deposicionais caracterizados por estruturas de liquefação em conglomerados, fluidificação em arenitos e lamitos, dobras sinclinais e anticlinais sobre as camadas sedimentares, falhamentos e juntas tectônicas. Esses registros são encontrados entre o sul do estado de Alagoas e norte da Bahia.

Bezerra *et al.* (2008) ao apontar o controle tectônico do processo de sedimentação no Pleistoceno Tardio no graben do Cariatá na Paraíba. Assim como, Bezerra *et al.* (2011) ao utilizar dados de sismologia e paleosismologia ressaltaram que a Província Borborema é uma das áreas mais sismologicamente ativas da Plataforma Sul-Americana, relacionando as falhas ativas reativando pretéritas zonas de fraqueza e zonas de cisalhamento.

Outros dados de sismicidade intraplaca indicados por Ferreira *et al.* (2008) expõe registros de eventos sísmicos na região do Recôncavo baiano em 1666 e 1724, em Assu no estado do Rio Grande do Norte em 1808, assim como, em Caruaru nos anos 1967, 1984, 1991 e 2002. Estas informações trazem indicações de processos pulsativos e reajustes de zonas de fraquezas intraplaca. No caso dos eventos sísmicos de 1991 e 2002 perto da cidade de Caruaru, os mesmos ocorreram sobre cinturões miloníticos, as quais, demonstraram ser zonas de fraquezas preferenciais na acumulação de tensões (FERREIRA *et al.*, 2008). Torna-se relevante destacar que o processo de reativação de falhas advém das áreas de paleodeformação Precambriana, ou seja, se aproveitam de zonas de fraquezas já estabelecidas (FERREIRA *et al.*, 2008).

Bezerra *et al.* (2014) investigando a Bacia Paraíba (bacia sedimentar), a qual representa o último elo entre América do Sul e África (MATOS, 1992), indicam que os depocentros das bacias Paraíba e Jundiá são controlados por falhas pós-rifte, mais precisamente no Neógeno e Quaternário, apresentando os padrões de falhas e fraturas reativadas observadas em afloramentos.

Evidências relacionadas há eventos tectônicos, com presença de falhas e dobras, sobre a Bacia Sedimentar Paraíba foram destacados por Alves *et al.* (2019). O artigo corrobora com a perspectiva que a Margem Passiva Sul-Americana permaneceu em estresse tectônico por muito tempo após a principal divisão no final do período Jurássico e início do Cretáceo (ALVES *et al.* 2019).

Sobre evidências neotectônicas em estudos utilizando como recorte espacial uma bacia hidrográfica, Maia e Bezerra (2012) encontraram forte influência neotectônica na drenagem da bacia Apodi-Mossoró no Rio Grande do Norte. Os padrões de drenagem condicionados aos *trends* de Zonas de Cisalhamento e falhas com respostas sobre os canais fluviais derivadas das tensões relacionadas a processos de compressão (NE-SW) e extensão (NW-SE) atrelados as falhas do sistema Afonso Bezerra e Poço Verde-Caraúbas (MAIA e BEZERRA, 2012). Além do controle estrutural da drenagem a partir do alinhamento dos principais leitos fluviais, ocorre também a presença de cotovelos, ou seja, anomalias caracterizadas por mudanças abruptas no

curso do rio, identificados no canal principal como resultado de reativações Cenozoicas do contato das falhas com direções opostas (MAIA e BEZERRA, 2012).

Outro exemplo é dado por Silva e Girão (2016) ao identificarem influências neotectônicas no baixo curso do rio Capibaribe utilizando técnicas morfométricas. O estudo apontou a captura de drenagem que modificou a direção do curso do rio Capibaribe no trecho onde ocorre a divisão territorial entre os municípios de Paudalho e São Lourenço da Mata, em Pernambuco.

Reativação Cenozoica ocasionada pela ação compressiva da Zona Transversal, entre as Zonas de Cisalhamento Patos (ao norte da bacia hidrográfica do Capibaribe) e a Zona de Cisalhamento Pernambuco (ao sul da respectiva bacia hidrográfica), conduziram a um movimento de basculamento do bloco regional e a captura do rio Capibaribe que passa e se encaixa em uma falha em um trecho de 2,63 quilômetros, com mudança de direção de quase 90°. O basculamento além de levar a mudança no curso do rio Capibaribe também ocasionou o surgimento dos afluentes denominados de rio Goitá e Tapacurá (SILVA e GIRÃO, 2016).

Portanto, esses são alguns exemplos dos inúmeros trabalhos as quais corroboram com a inquietude da respectiva Margem Passiva brasileira. Desse modo, ao estudar a evolução de uma bacia hidrográfica localizada nesse contexto, torna-se necessário compreender as questões tectônicas existentes.

### **2.2.3 Bacias hidrográficas na Margem Passiva brasileira com destaque para o setor do nordeste**

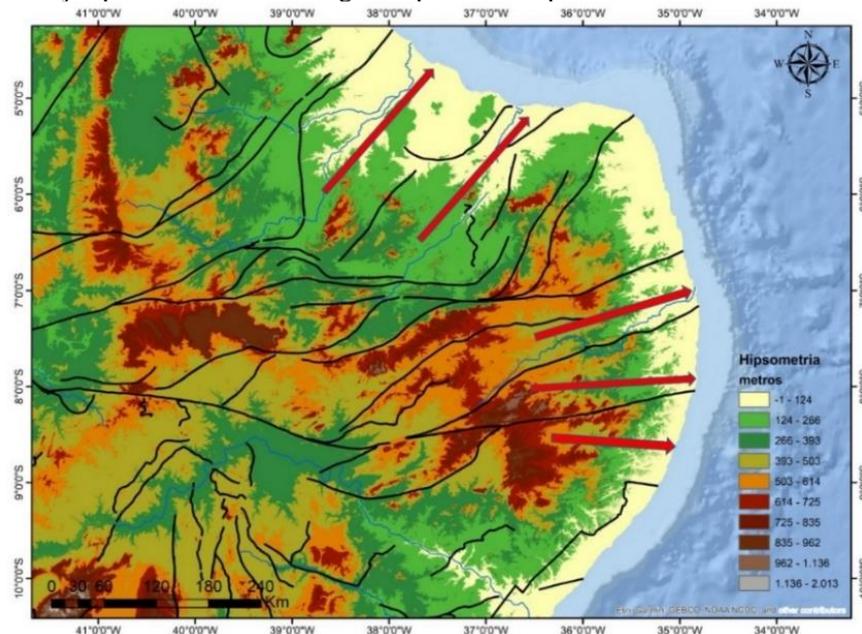
Considerando alguns trabalhos no Brasil que analisam bacias hidrográficas e sistemas de drenagem em relação ao contexto geológico, morfoestrutural, morfotectônico e rearranjo de drenagem, temos a contribuição de Silva *et al.* (2006), Fortes *et al.* (2007), Maia, Bezerra e Claudino-Sales (2008), Mantelli e Rossti (2009), Fonseca (2012), Neto e Perez Filho (2013), Fonseca e Augustin (2014), Souza e Perez Filho (2016), Barros, Corrêa e Tavares (2017), Silva e Maia (2017), Rezende, Salgado e Castro (2018), Pinto, Freitas e Almeida (2018), Gonçalves (2018), Correia Filho *et al.* (2019) e Oliveira (2019) entre outros. Esses trabalhos, dentre tantos, utilizaram técnicas morfométricas sobre Modelos Digitais do Terreno, análises morfoestruturais e morfotectônicas, métodos de datações diretos (Luminescência Ótica Estimulada) e indiretos (Geoquímica) e dados de sísmológicos para compreender, utilizando metodologias variadas, a evolução das respectivas bacias hidrográficas.

Deste modo, Maia e Bezerra (2019) ao tratarem do tema tectônica e sistemas fluviais apontam para a importância de se analisar os campos de paleotensões e sua possível influência na organização do sistema de drenagem para a atualização do conhecimento relacionado a evolução geomorfológica do Nordeste brasileiro. Evidencia-se, a partir de marcadores morfotectônicos, que a evolução geomorfológica do Nordeste ocorreu de maneira mais complexa do que propõem o modelo de Pediplanação, pois este é limitado em relação às recentes concepções referentes ao tectonismo intraplaca (MAIA; BEZERRA; CLAUDINO-SALES, 2008).

O modelo de Pediplanação não incorpora mecanismo de rifteamento, história das bacias sedimentares e reativação cenozoica, esta limitação ocorre devido à ideia de estabilidade do território brasileiro (MAIA, BEZERRA e CLAUDINO-SALES, 2010). Esta concepção também corroborada por Corrêa *et al.* (2010) ao indicar o *underplating* na evolução da antéclise correspondente ao planalto da Borborema e os pulsos epigenéticos que atuaram sobre as estruturas herdadas onde ocorre adaptação da drenagem aos *trends* regionais.

Exemplos de controles morfotectônicos sobre a drenagem são indicados por Maia, Bezerra e Claudino-Sales (2008), Silva e Maia (2017) e Maia e Bezerra (2019) em vales fluviais e sedimentação dos rios Jaguaribe, Mossoró e Açu comandados por reativações neotectônicas em zonas de cisalhamento transcorrentes (FIGURA 06).

Figura 6 - Zonas de Cisalhamento do Nordeste Brasileiro representadas sobre o modelo de elevação digital. Direção preferencial das drenagens representadas pelas setas vermelhas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

#### 2.2.4 Estudo dos rios de leito rochoso e sua interpretação geomórfica

É a partir da taxa de incisão fluvial que, de maneira geral, tem-se o controle fundamental da evolução das paisagens. A análise quantitativa de perfis longitudinais é imprescindível para compreender a variabilidade espacial das taxas de incisão e a indicação dos possíveis controles potenciais, mais precisamente os tectônicos, litológicos e climáticos (PEIFER *et al.*, 2020). As técnicas morfométricas são ferramentas relevantes para caracterizar os aspectos geométricos e altimétricos das bacias hidrográficas, sobretudo ao relacionar à forma a partir de métricas de gradientes fluviais presentes na topografia, processos de rearranjo fluvial, comportamento hidrológico e erosivo dos canais fluviais, ou seja, elementos componentes na própria rede de drenagem identificados como anomalias na paisagem cujos fatores podem ter origem tectônica, estrutural, climática e, por vezes, até antrópicas (CHEREM *et al.*, 2020; PEIFER *et al.*, 2020).

A investigação sobre processos de incisão em rios de leito rochoso iniciada por Gilbert (1877) cujos pressupostos eram baseados entre valores altos de vazão e declividade, atrelado a isso, exposição de rochas de diferentes resistências ao processo de denudação (PEIFER *et al.*, 2020). São as taxas de incisão rios de leito rochoso o expoente principal no controle e padrão de taxas de das paisagens erosivas não-glaciais, portanto, são eles os incumbidos em determinar o ritmo e denudação das encostas e transmitem mudanças no nível e base por toda paisagem (DIBIASE e WHIPPLE, 2011; PEIFER, *et al.*, 2020). Os canais de leito rochoso não estão restritos aos setores de cabeceiras de drenagem, os mesmos podem se estender por grandes áreas da bacia hidrográfica a partir do condicionamento da geometria fluvial e de processos tectônicos, sejam eles recentes ou pretéritos (WHIPPLE, 2004).

Todavia, a declividade por si só não pode ser usada de maneira direta para extrair taxas de incisão fluvial, justamente porque é necessário compreender a vazão dos rios na capacidade de incisão fluvial, portanto surge a necessidade de normalização métrica do gradiente fluvial com intuito de compensar a falta de dados precisos de vazão fluvial, dessa forma, ao utilizar variáveis da área de drenagem e distância a jusante considerando o percurso do canal fluvial, é possível extrair informações para análise de perfis longitudinais. (WHIPPLE; TUCKER, 1999, 2002; KIRBY; WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014; DEMOULIN *et al.*, 2017; MUDD *et al.*, 2018; PEIFER *et al.*, 2020).

Dentro desse contexto, o perfil longitudinal que corresponde a distância a jusante ao longo do rio é utilizado em substituição aos dados de vazão para obter as métricas do gradiente fluvial. Por exemplo, considerando a métrica *Stream length-gradient index*, também conhecida por índice de Hack, onde  $x$  (distância a jusante ao longo do rio) substitui o  $Q$  (vazão fluvial)

para entender o comportamento erosivo do canal fluvial (HACK, 1957, LEOPOLD *et al.*, 1964; WHIPPLE, 2004, PEIFER *et al.*, 2020). No entanto, quando  $A$  (área da drenagem) é utilizada no cálculo, com sua relação com a declividade dos canais fluviais ( $S$ ) e o coeficiente de erodibilidade ( $K$ ) surge o método de incisão fluvial denominado de *stream-power* (KIRBY e WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014; PEIFER *et al.*, 2020).

Compreender a evolução dos rios ao longo da escala de tempo geológica é um dos principais objetivos das técnicas morfométricas, para tal, os modelos matemáticos são essenciais, pois estabelecem uma ligação quantitativa entre as perturbações tectonoclimáticas e a evolução temporal da geometria do canal e das redes de drenagem, considerando a erodibilidade ( $K$ ) como capacidade de incisão do canal, área da drenagem à montante ( $A$ ), inclinação topográfica ( $S$ ) e os expoentes  $m$  e  $n$  como variáveis (KIRBY e WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014). As respectivas variáveis mantendo significativa relação com processos hidrológicos da bacia, geometria do canal e diferentes formas de incisão do canal observadas na morfologia do leito e largura do canal (WHIPPLE, 2004; PEIFER *et al.*, 2020).

Conforme a revisão feita por Peifer *et al.* (2020) o índice SL (*Stream length-gradient index*) corresponde a um perfil longitudinal em que a elevação do leito do canal ( $z$ ) decresce logaritmicamente à medida em que  $x$  aumenta a jusante como demonstrado por Hack (1957, 1973). Desse modo, a proposição do uso do método SL como análise geomórfica é buscar os valores com a relação a variabilidade espacial da resistência das rochas, ou seja, identificação de controles litológicos na morfologia dos canais fluviais (Hack 1973; PEIFER *et al.*, 2020).

Posteriormente, algumas propostas de modificações foram feitas, como a de Seeber e Gornitz (1983) as quais sugerem a comparação dos trechos fluviais identificados pelo índice SL com o mesmo índice do rio na totalidade (de montante à jusante), ou até com outro rio mais extenso por conta do maior valor de  $x$ . Desse modo, tem-se uma proposta transformada daquilo inicialmente pensado por Hack (1957, 1973), denominada pelos autores acima de índice SLk. Assim, a partir da evolução da proposição de Hack, se os trechos fluviais obtiverem valores SL significativamente acima do SLk pode ser indício de trechos anômalos que merecem destaque na análise (SEEBER; GORNITZ, 1983; PEIFER *et al.*, 2020).

O outro modelo destacado aqui é o *stream-power* utilizado com o intuito de prever padrões de deformação tectônica, migração de *knickpoints* para setores a montante da bacia hidrográfica e evolução das paisagens geomorfológicas a partir de processos denudacionais (LAGUE, 2014; PEIFER *et al.*, 2020). Esse modelo representa, teoricamente, o  $ks$  que corresponde o índice de inclinação do canal e o  $\theta$  é o índice de concavidade (LAGUE, 2014). Como é uma propriedade natural dos rios, o índice de inclinação de canal pode ser extraído de

Modelos Digitais de Elevação (MDEs) e se tornar uma ferramenta importante para interpretar processos tectônicos e/ou erosão diferencial a partir de contatos litológicos de resistências diferentes (SMITH *et al.*, 2022).

O modelo de incisão fluvial foi denominado por Lague (2014) de SPIM (*Stream-power incision model*) e, posteriormente, traduzido por Peifer *et al.*, (2022) como modelo de “potência fluvial”. Esse modelo busca unir uma modelagem matemática para solucionar problemas geomórficos, tais quais, como a compreensão do recuo dos rios de leito rochoso a partir da mudança do nível de base, todavia considerando os processos físicos que ocorrendo em canais de leito rochoso, como, por exemplo, abrasão (*abrasion*), destacamento (*plucking*), corrosão (*corrosion*), cavitação (*cavitation*) e escavação por fluxo de detritos (*debris-flow scour*), ou seja, um conjunto de fatores físico-naturais de erosão ao longo prazo observadas em rios com rochas expostas em seus leitos como resultado dos processos evolutivos desse tipo de canal fluvial (PEIFER, 2022).

Há uma literatura robusta para o respectivo tema com autores como Whipple; Tucker (1999, 2002); Kirby; Whipple (2012); Lague (2014); Demoulin *et al.* (2017); Mudd *et al.* (2018); Smith *et al.* (2022) entre outros em língua inglesa que debatem o tema com mais profundidade. Também pode ser encontrado trabalhos recentes em língua portuguesa que destrincham com mais detalhes o tema como Peifer *et al.* (2020; 2022) que servem como base para compreender os conceitos por trás do modelo.

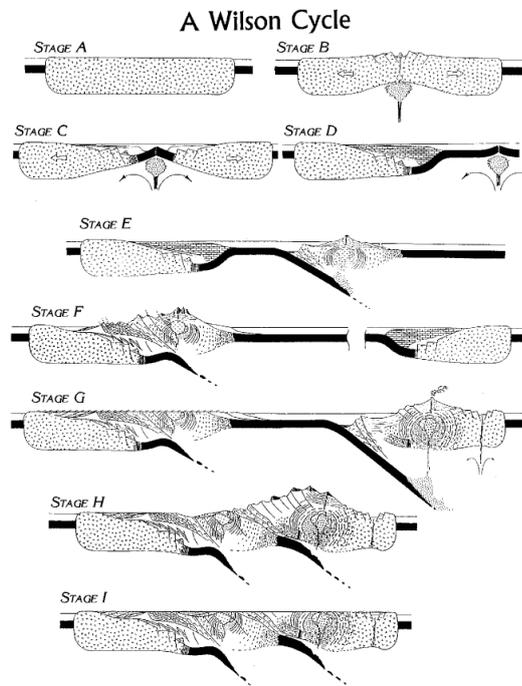
### 2.3 MORFOESTRUTURA E MORFOTECTÔNICA DO REBORDO ORIENTAL DO PLANALTO DA BORBOREMA

Ao iniciar à abordagem sobre a morfoestrutura e morfotectônica do rebordo oriental do planalto da Borborema observa-se a necessidade de uma contextualização breve das escalas regionais que vão desde a conjuntura geológica na composição da Plataforma Sul-Americana até a escala de maior detalhe da área de estudo, ou seja, a bacia hidrográfica do rio Sirinhaém. As plataformas seriam as porções relativamente estáveis, de margem divergente, que sofrem denudação de longo prazo sem atuação direta de forças de compressão (MONTEIRO, 2015).

O modelo de Wilson (1966) (FIGURA 07) explicou as fases de abertura e fechamento dos oceanos, com base na então nascente teoria da tectônica placas, denominado de Ciclo de Wilson. Considerou a ocorrência de um caráter poli-histórico e multivariado de possibilidades de interação de placas as quais atuaram na formação da Plataforma Sul-Americana

(SCHOBENHAUS e BRITO NEVES 2003), portanto, este modelo torna-se imprescindível na compreensão do processo de plataformização que compõe a base geológica brasileira.

Figura 7 - Modelo do Ciclo de Wilson.



Fonte: Wilson (1966) retirado de Monteiro (2015).

De acordo com Kearey, Klepeis e Vine (2009) os estágios do Ciclo de Wilson começam com o desmembramento de um *cráton* continental estável, posteriormente, ocorre o afinamento da litosfera continental e desenvolvimento de um *rifte* com uma das margens reduzida e diluída e, por conseguinte, a formação de um fundo oceânico que vai se expandindo a partir do processo de separação dos continentes. Posteriormente, ocorre novamente o fechamento do oceano, a colisão dos blocos e ação de denudação e aplainamento.

A seguir será discutido sobre a Plataforma Sul-Americana e seu contexto geológico, assim como, a Província Borborema que é o foco maior da pesquisa, principalmente as estruturas e composição geológica na área do terreno Pernambuco/Alagoas.

### 2.3.1 A Plataforma Sul-Americana e a Província Borborema

Neste sentido, a base geológica descrita por Schobbenhaus e Brito Neves (2003) indica que a América do Sul como continente é um fato geológico iniciado ao final do Cretáceo,

portanto, toda sua história geológica anterior foi compartilhada com outras massas litosféricas. Por exemplo, como destacado por Maia, Bezerra e Claudino-Sales (2010) as paisagens da fachada atlântica oriental da região nordeste é resultado de compartimentos estruturais da orogênese fini-proterozoica denominada de “Ciclo Brasileiro” que originou o megacontinente Panotia e, posteriormente, reorganizada no Cretáceo, durante a divisão do megacontinente Pangea, com zonas de cisalhamento reativadas durante o Cretáceo e Cenozoico.

O Ciclo Brasileiro teve auge de seu desenvolvimento no domínio centro-oriental, este compõe os distintos contextos geotectônicos do território brasileiro, o outro é o domínio Amazônico sendo separados pelo Lineamento Transbrasiliano, isto posto, a correlação está na África e em outras massas continentais do hemisfério sul, por conseguinte, o Ciclo Brasileiro tem importância significativa na constituição da Plataforma Sul-Americana (SCHOBENHAUS e BRITO NEVES 2003).

O processo de fissão de Pangea deixou seus principais registros geológicos, ou seja, em estruturas, sedimentação e magmatismo, sobre as províncias estruturais do continente Sul-Americano, privilegiando aquelas do Brasileiro, sobretudo da atual margem continental (BRITO NEVES, 1999). Para o Brito Neves (op. cit.) clímax do processo de tafrogênese ocorre entre Jurássico Inferior ao Cretáceo Inferior que perduraram até o Terciário Inferior (atual Neógeno, possivelmente no Mioceno), ressaltando o fato a qual o saliente oriental do Nordeste foi o último segmento a se separar no processo de abertura do Oceano Atlântico.

Dentre as dez Províncias Estruturais sobre o território brasileiro conceituada por Almeida *et al.* (1977, 1981) e Delgado *et al.* (2003) a Província Borborema consiste em longas regiões geológicas naturais que mostram e/ou apresentam feições estatigráficas, tectônico-magmáticas e metamórfica próprias e diferentes das apresentadas pelas províncias confinantes, cujos limites são definidos por falhas, zonas de falhas, frentes metamórficos, zonas de antepaís e limites erosionais das áreas sedimentares. A porção central e centro – oriental do Brasil é essencialmente de composição e organização do Neoproterozoico, domínio Brasileiro (DELGADO *et al.*, 2003).

Especificamente sobre a Província da Borborema, Mabessone (2002) aponta como composta de um retalho de terrenos de diferentes litologias separadas por falhas e lineamentos importantes, por conseguinte, constitui a parte mais ocidental do território brasileiro cujos fragmentos encontrados em outros crátons. A origem da província se deu a partir da junção de diversos terrenos que se originaram, possivelmente no Arqueano, todavia, com evidências maiores, as quais remontam ao Paleoproterozoico (MABESSONE, 2002).

Durante o Neoproterozoico houveram dois ciclos orogenéticos reconhecidos, são eles Cariri Velhos e Brasileiro, cujo afetaram profundamente a Província Borborema, com ênfase no último que foi mais forte e com mais repercussões (MABESSONE, 2002). Para Brito Neves *et al.* (1995) baseado em trabalhos como Santos *et al.* (1995), Van Schmus *et al.* (1995b) e Jardim de Sá (1995) a Orogenia Cariris Velhos deve ser compreendida como um processo wilsoniano de interação de placas litosféricas com início a 1,1 Ga (Mesoproterozoico) com fechamento no início do Neoproterozoico.

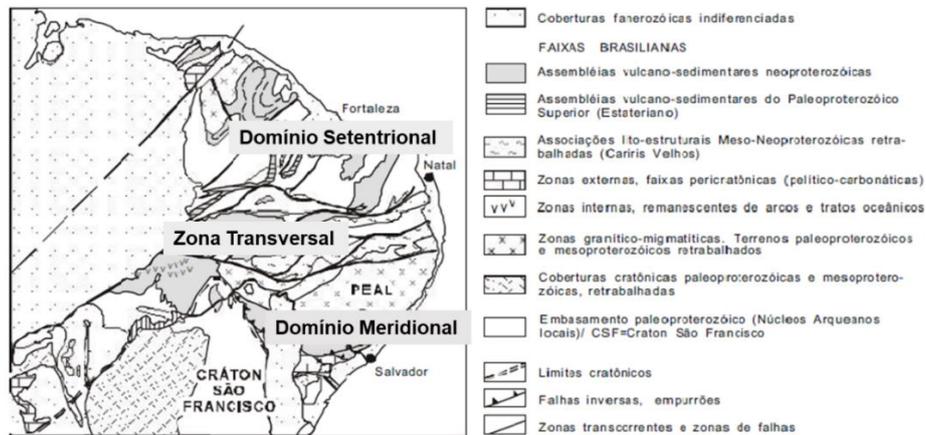
O Ciclo Brasileiro (750 - 540 Ma) foi responsável pela colagem de Gondwana segundo (ALMEIDA *et al.*, 2000) e posteriormente, houve a fase denudação e aplainamento das estruturas cristalinas. Todavia, rejuvenescidas por soerguimento ao longo do Cenozoico devido ao processo de migração de placas, conduziu a formação de macro unidades denominadas de Maciços Rejuvenescidos intitulado de Reativação Wealdiana (180 – 140 Ma) que deu origem aos fragmentos de Gondwana, entre eles a América do Sul e a África (ALMEIDA, *et al.*, 1981; MONTEIRO, 2015). Consequentemente, a reativação waldeniana terminou a desagregação do continente Gondwana, individualizando assim a Província tectônica da Borborema dentro do território brasileiro (MABESSONE, 2002).

De acordo com Delgado *et al.* (2003) a subdivisão da Província Borborema ocorre a partir da diferenciação dos terrenos e domínios tectônicos estatigráficos destacado por Santos (1996) com os modelos de compartimentação descritos por Jardim de Sá, (1994); Van Schmus *et al.* (1995a); Brito Neves *et al.* (2000); Santos *et al.* (2000), desse modo, a individualização dos segmentos tectônicos, separados por zonas de cisalhamento brasileiras, se apresentam com as seguintes denominações: Domínio Setentrional, Domínio Central (Zona Transversal) e Domínio Meridional (FIGURA 08).

Para a presente pesquisa o destaque a Zona Transversal e o Domínio Meridional tornam-se mais coerentes com o propósito da área de estudo. A Zona Transversal configura-se, estruturalmente, como um sistema anastomosado de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais de direção E-W e preferencialmente sinistrais de direção NE-SW (BRITO NEVES *et al.*, 2000; DELGADO *et al.*, 2003).

É limitado a norte e a oeste pelo Lineamento Patos, a sul pelo Lineamento Pernambuco e a leste pelas bacias costeiras, compondo este domínio a Faixa Cachoeirinha, terrenos Alto Pajeú, Alto Moxotó, separados por uma zona de falhamento diagonal ao sistema, e Rio Capibaribe, dos quais foram amalgamados durante os eventos orogênicos Cariris Velhos (1,0 a 0,95 Ga) e Brasileiro (750 a 520 Ma) (BRITO NEVES *et al.*, 1995; BRITO NEVES *et al.*, 2000; DELGADO *et al.*, 2003).

Figura 8 - Província Estrutural da Borborema e seus respectivos Domínios.

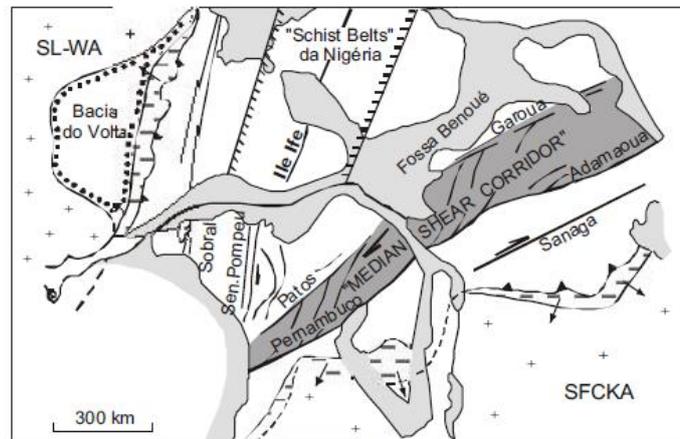


Fonte: Brito Neves (2001) e adaptado pelo autor.

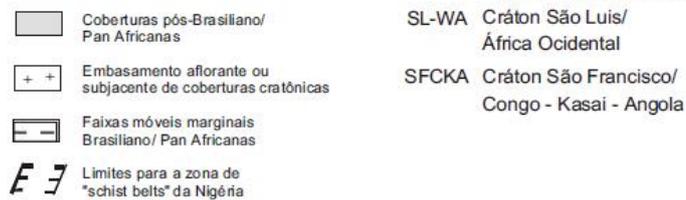
A Zona Transversal tem sua continuidade sobre o continente africano com o Lineamento Patos e seu seguimento Garoua, enquanto o Lineamento Pernambuco correlaciona-se com o Adamaoua-Ngaoundéré, este último coincide com lineamento vulcânico de Camarões desenvolvido no Terciário, atual Neógeno (BRITO NEVES *et al.* 2001). Portanto, o domínio da Zona Transversal é considerado uma entidade estrutural maior denominada de “*Median Shear Corredor*”, expressão cunhada por Trompette (1994) e reafirmada por Brito Neves *et al.* (2000, 2001), embora colocado pelo autor supracitado que faltam registros de toda evolução do Ciclo Cariris Velhos no lado africano (FIGURA 09).

A Faixa Móvel Cariris Velhos tem características das quais apontam seu início com desenvolvimento de rifteamento e magmatismo bimodal no final do Mesoproterozoico, portanto, o contexto de tafrogênese se torna claro, com abertura de fechamentos de bacias sedimentares, assim como, com presença de batólitos típicos de arcos no limite Mesoproterozoico/Neoproterozoico (BRITO NEVES, 1999). O cinturão Cariris Velhos tem sua continuidade preconizada na faixa de Namaqua Oriental, atualmente sudoeste africano, com a qual guarda várias identidades litológicas, estruturais e cronológicas (BRITO NEVES, 1999).

Figura 9 - Os Lineamentos Patos e Pernambuco e seus respectivos seguimentos africanos e o Median Shear Corridor proposto por Trompette (1994).



Fonte: Trompette, 1994



Fonte: Retirado de Brito Neves *et al.* (2001).

O Domínio Meridional compreende a porção da Província Borborema situada ao sul do Lineamento Pernambuco que encerra os terrenos mesoproterozoicos Pernambuco-Alagoas, Paulistano-Monte Orebe e Canindé-Marancó, além das faixas neoproterozoicas Riacho Pontal e Sergipana (DELGADO *et al.* 2003). Este domínio se estende para leste no continente africano denominado cinturão dobrado da África Central-Oubanguides a norte do Cráton do Congo (BRITO NEVES, *et al.* 2000). Para a presente pesquisa será mais objetivo destacar o Terreno e/ou Maciço Pernambuco-Alagoas.

Segundo Delgado *et al.* (2003) o Terreno/Maciço Pernambuco-Alagoas é o maior domínio da Subprovíncia Meridional, limitado ao norte pelo Lineamento Pernambuco, e por zona de cisalhamento contracionais nos contatos a sul, com o Terreno Canidé-Marancó, e oeste com a Faixa Riacho do Pontal. Esse terreno apresenta uma forma regional triangular com aproximadamente 70.000 km<sup>2</sup> consistindo em embasamento rochoso composto por granito-migmatito e numerosos plútons do Brasiliano, alguns com características de amplos batólitos, bem como, gnaisses-migmatito relictuais do Arqueano, mais precisamente do Ciclo Transamazônico (BRITO NEVES, *et al.* 2000).

Para Brito Neves e Silva Filho (2019) a complexidade litoestrutural de evolução policíclica sugere uma história geotectônica mais rica dessa área, desse modo, as denominações terreno e/ou maciço não se adequam mais, isto posto, a alcunha de "superterreno" foi proposta

pelos autores. Esse conjunto de terrenos e faixas acréscionárias pode ter funcionado como uma microplaca (necessidade de mais aprofundamento), todavia, a composição complexa de vários terrenos de diferentes idades amalgamados, além de estar entre o Lineamento Pernambuco (a norte) e sistema de falhamentos de empurrão ao sul, caracterizam a geotectônica do Superterreno Pernambuco-Alagoas separando domínios de faixa móveis absolutamente distintos, elementos esses que dão indícios a essa teoria (BRITO NEVES; SILVA FILHO, 2019).

Depois será discutido o contexto geomorfológico do Planalto da Borborema, principalmente o seu rebordo oriental, a qual compõe o foco da pesquisa de doutoramento. Não há muitos trabalhos de contexto morfoestrutural e morfotectônico ao sul do Lineamento Pernambuco, portanto, torna-se um dos desafios da pesquisa na área. É relevante destacar que a questão climática também dificulta as análises desses critérios devido ao alto índice pluviométrico (essa questão será melhor detalhada na caracterização geoambiental da Tese) que conduz a espessos mantos de intemperismo sobre a região da Mata Sul de Pernambuco.

### **2.3.2 Morfoestrutura e Morfotectônica da escarpa oriental Planalto da Borborema**

Ao propor representar a contextualização morfoestrutural do Planalto da Borborema é necessário recorrer à Corrêa *et al.* (2010) que contribuiu com uma abordagem das forças endógenas sobre a morfogênese regional, portanto, uma abordagem diferente dos estudos mais clássicos e seus modelos climático-erosionais. De acordo com Maia e Bezerra (2019) os modelos clássicos e sua ênfase morfoclimática serviram de base para a consolidação de uma Geomorfologia do Quaternário, no entanto, o mesmo tem limitações quanto ao aspecto estrutural, principalmente aos efeitos tectônicos durante o processo de rifteamento, pós-rifte e erosão diferencial desenvolvida ao longo das zonas de cisalhamento sobre as formas e evolução do relevo nordestino.

Não é objetivo da presente pesquisa detalhar esses modelos regionais de explanação geomorfológica climática, estes podem ser encontrados em pesquisas de Maia, Bezerra e Claudino-Sales (2010), Tavares (2010), Fonsêca (2012), Monteiro (2015), Tavares (2015), entre outros, que detalharam também os conceitos clássicos sobre a definição do Planalto da Borborema.

Para Corrêa *et al.* (2010) a definição do que se configura como Planalto da Borborema é:

“Compreende-se como sendo parte deste “planalto”, todo setor de terras altas, acima da isolinha de 200 metros, situado a norte do rio São

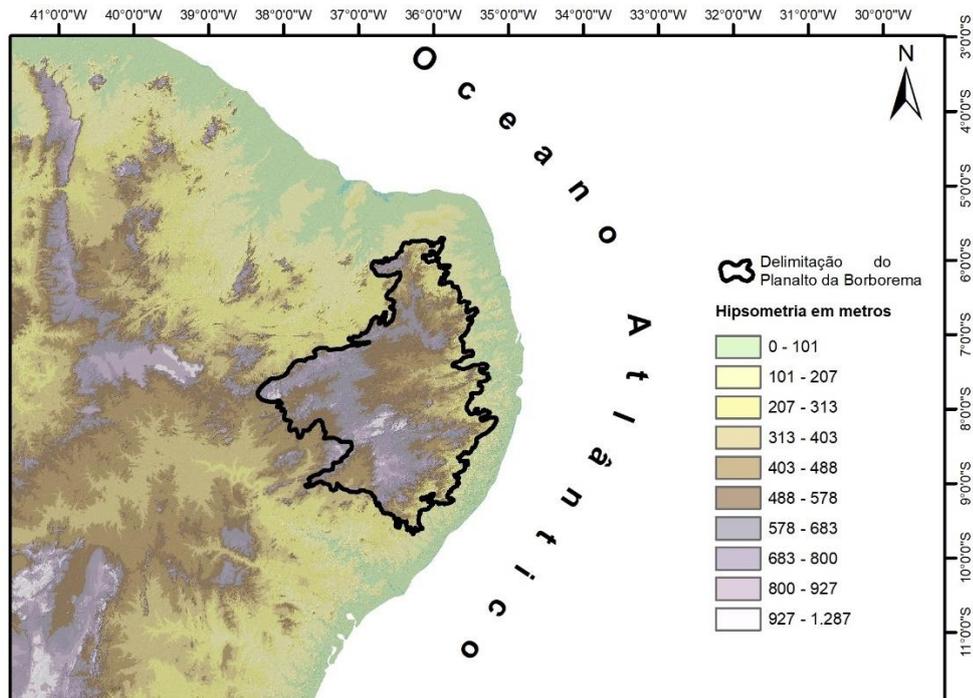
Francisco, estruturado nos diversos litotipos cristalinos correspondente aos maciços arqueanos remobilizados, sistemas de dobramentos brasileiros e intrusões ígneas neoproterozoicas sin-tardi e pós-orgênicas.”

Em uma perspectiva regional proposta primeiramente por Tricart (1974) e posteriormente modernizada por Corrêa *et al.* (2010), o Planalto da Borborema se enquadra no conceito de “antéclise rejuvenescida” pelo seu aspecto grosseiramente dômico e áreas rebaixadas em seu entorno (FIGURA 10). O limite oriental do planalto é genericamente definido pela ruptura de gradiente existente entre a encosta e os patamares rebaixados do Piemonte em direção à costa (CORRÊA, *et al.* 2010). Como já destacado anteriormente, ocorre uma diferenciação morfoescultural bastante significativa entre as bordas oriental e ocidental do Planalto da Borborema devido a tipos climáticos distintos.

Para não haver confusão diante dos termos torna-se imprescindível conceituar os termos morfoestrutural e morfotectônico, nesse sentido, de acordo com Saadi (1991) e Tavares (2010) apontam que o primeiro compreende as características relacionadas ao intenso controle exercido pelo arcabouço litoestrutural, portanto, um controle passivo praticado pelos complexos litológicos envolvidos e delimitados por uma determinada arquitetura tectônica das quais a gênese das formas decorre conforme os agentes erosivos. Já o segundo representa o termo utilizado ao verificar que a elaboração das formas ou paisagens se processa sob controle tectônico ativo.

O que caracterizou o rejuvenescimento da antéclise foi o alçamento tectônico durante e pós-cretáceo com atuação espasmódica durante o Cenozoico, cujo reflexo levou a reativação de estruturas do Pré-Cambriano, em geral, realçando controles estruturais herdados que exercem influência sobre a morfogênese dos eventos tectônicos ativos, como também, na litologia, com respostas na forma diferencial do processo erosivo. O Planalto da Borborema apresenta eixo regional com orientação na direção NE-SW, cercado por setores mais baixos, como a Depressão Sertaneja, tabuleiros e planícies costeiras (TRICART, 1974; MABESSONE; CASTRO, 1975; MORAES NETO, *et al.*, 2009; CORRÊA *et al.*, 2010; MONTEIRO, 2015).

Figura 10 - Superfície digital topográfica do NE brasileiro com destaque para o Planalto da Borborema.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Existem platôs sedimentares sobre o Planalto da Borborema, ou seja, formas tabulares como mesetas, as quais se configuram como remanescentes sedimentares do Neógeno, que estão localizados em setores com altitudes que podem chegar aos 500 e 850 metros sobre maciços cristalinos (serras de Santana, Cuité, Bom Bocadinho, Araruna, Dona Inês, Solânea-Bananeiras, Areia e Teixeira). Essas coberturas sedimentares correspondem a Formação Serra dos Martins e apresentam evidências de soerguimento cenozoico provocado por arqueamento desses acamamentos sedimentares após reajuste das estruturas geológicas adjacentes (MORAIS NETO e ALKMIM, 2001; MORAIS NETO *et al.*, 2009). A Formação Serra dos Martins consiste em uma sequência de arenitos e conglomerados continentais. Apresenta material imaturo e de granulação grossa, na qual se caracteriza como coberturas remanescentes sobre setores do Planalto da Borborema (MORAIS NETO *et al.*, 2009).

Analisando o contexto estrutural e evidências em juntas e falhas no caapeamento da Formação Serra dos Martins sobre as serras do Cuité, Bom Bocadinho, Araruna, Dona Inês e Solânea-Bananeiras, Moraes Neto e Alkmim (2001) observaram falhas reversas, falhas direcionais de baixo a médio ângulo, falhas transcorrentes, falhas normais, associadas a campos de esforços (paleotensões) que provocou as deformações desse caapeamento, portanto, evidências de esforços tectônicos pós-rifte. Também foi identificado nos respectivos

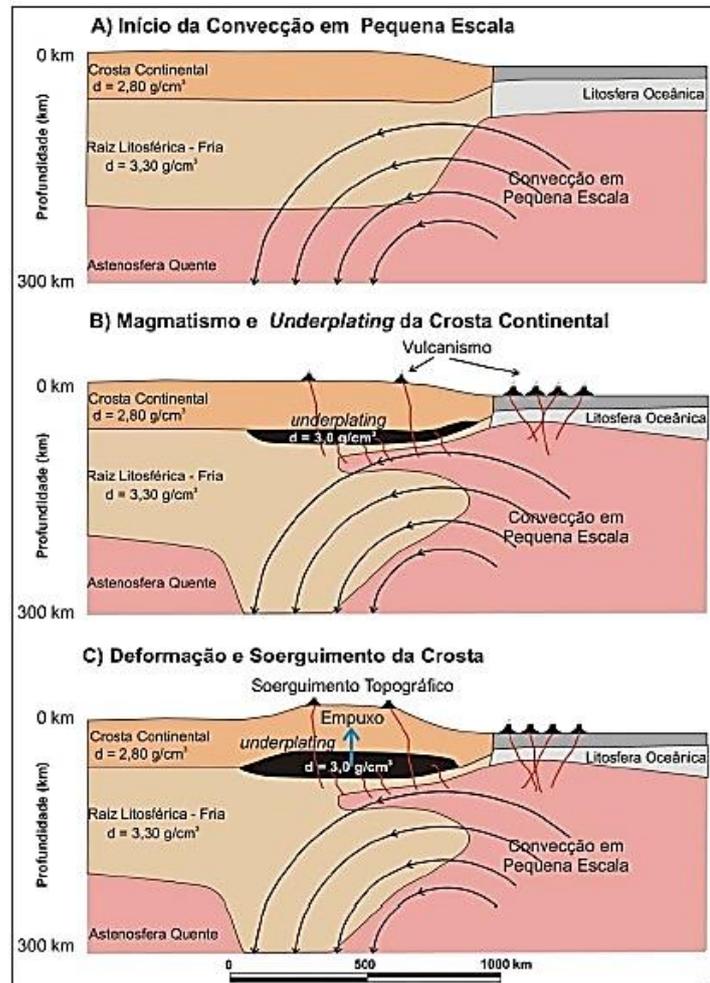
capeamentos a influência do magmatismo cenozoico ocorrido neste setor do Planalto da Borborema.

Outra bacia sedimentar dentro do contexto do Planalto da Borborema é a Bacia de Fátima, localizada na Depressão Interplanáltica do Pajeú. Do ponto de vista geológico está inserida na Zona Transversal da Província Borborema entre as Zonas de Cisalhamento PE e Patos (ALMEIDA *et al.*, 1981; SANTOS *et al.*, 2010; ARAÚJO *et al.*, 2013). A bacia é composta por arenitos médios a grossos com grande ocorrência de bandas de deformação relacionados aos lineamentos topográficos e anomalias gravimétricas do embasamento condicionados as estruturas pré-cambrianas subjacentes (CELESTINO *et al.*, 2017).

Ao estudar as causas do magmatismo cenozoico e as dinâmicas isostáticas da Província Borborema utilizando dados gravimétricos e magnetométricos, Oliveira (2008) e Oliveira e Medeiros (2012) atribuem o alçamento da Borborema ao magmatismo continental gerado por um mecanismo de convecção de borda impulsionada (CORRÊA, *et al.* 2010). A isostasia é influenciada por eventos tectônicos recentes (cenozoico) como soerguimento e vulcanismo (associados ou não com anomalias térmicas no manto) que conduzem a reflexos de desequilíbrio do sistema litosfera-manto astenosférico (OLIVEIRA, 2008; OLIVEIRA; MEDEIROS, 2012). No caso da Província Borborema, dados geofísicos apontam para um aprisionamento do magma sobre o limite da raiz da litosfera e da crosta terrestre, gerando uma assimilação subsuperficial de magma (FIGURA 11) a qual sugerem um modelo isostático e geológico de *underplating* magmático (OLIVEIRA, 2008; CORRÊA, *et al.* 2010).

Diante de dados atrelados aos estudos geofísicos, foi demonstrado a existência de uma anomalia geoide em toda Província Borborema. Conforme as informações coletadas, foi sugerido que as variações de densidade responsáveis pela anomalia do geoide são consequências de efeitos térmicos profundos no manto. Tal dinâmica, está possivelmente relacionada a eventos magmáticos pós-rifte no Nordeste brasileiro, dos quais, os efeitos térmicos ainda não foram dissipados, fato este, que ajuda a compreender o soerguimento topográfico e erosão durante o Cenozoico Superior (MORAIS NETO *et al.*, 2009).

Figura 11 - Modelo proposto por Oliveira (2008) abordando a convecção de borda e underplating na margem passiva brasileira, especificamente atuando sob Província Borborema.



Fonte: Oliveira (2008).

Corroborando com a ideia de que as áreas de margem passiva não são totalmente estáveis, ou seja, sua morfogênese não depende apenas dos fatores exógenos. Saadi (1998) destaca a questão dos ritmos tectônicos, que são controlados pela movimentação das placas litosféricas e atuam de maneira variada em cada parte do planeta, desse modo, todos os lugares podem ser atingidos por tensões, todavia a intensidade será diversificada. Portanto, as geometrias das massas continentais resultam das ações mecânicas dos processos orogênicos e epirogênicos das quais são resultados de reequilíbrio isostático e/ou fluxos térmicos mantélicos (SAADI, 1998).

As margens ditas passivas, após o processo de rifteamento que geram a ocorrência de esforços tectônicos divergentes e tensões distensivas ou extensionais, apresentam geralmente uma estruturação do tipo *Horst* e *Graben* com significativos basculamentos de blocos, portanto, formando áreas litorâneas de largura variável soergidas em resposta a fluxos térmicos que

iniciaram o processo de rifteamento (SAADI, 1998). A abordagem morfotectônica procura agregar indicadores na paisagem que contrapõem as relações de posição das superfícies e sua hipsometria, ou seja, consideram as evidências do tectonismo intraplaca e as reativações cenozoicas (TAVARES, 2015).

Morais Neto *et al.* (2009) a partir de dados de Traço de Fissão de Apatita com amostras de rochas coletadas em vários setores do Planalto da Borborema, evidenciou dois grandes episódios de resfriamento. O primeiro entre 100 a 90 Ma durante a separação Brasil – África e o segundo, já durante o Neogeno, há cerca de 20 a 0 Ma, em um período de quiescência tectônica, além de outros menos dominantes. Tais processos crustais são geradores de topografia, todavia, é difícil indicar quais foram os mecanismos. Contudo, ao relacionar com a presença dos calcários marinhos albianos, denominado de Formação Santana na Chapada do Araripe, ao qual estão em altitudes de 700 a 800 metros, se tem uma significativa evidência de soerguimento epirogênico na região da Província Borborema.

A margem oriental brasileira se configura como uma margem vulcânica rifteada, resultado da atividade ígnea advinda da pluma de manto que possivelmente desempenhou um papel de enfraquecimento e extensão da litosfera, ocasionando como resposta a separação das placas sulamericana e africana (JARDIM DE SÁ *et al.*, 2004; ALMEIDA *et al.*, 2005; MORAIS NETO *et al.*, 2009). No caso das margens que compõe a Província Borborema, após a fragmentação de Gondwana durante o mesozoico essas experimentaram contextos tectônicos diferentes. Enquanto o segmento equatorial está associado a uma margem transformante, o setor oriental corresponde a uma margem divergente clássica (MATOS, 1999; MORAIS NETO *et al.*, 2009). Por conseguinte, o setor onde está inserida a bacia hidrográfica do rio Sirinhaém pertence à margem divergente.

Nota-se diante das abordagens indicadas que as áreas de margem passiva não apresentam total quietude, suas formas não são apenas resultados das ações morfoclimáticas, ao contrário, a morfogênese das bordas ditas “estáveis” também são resultados de contribuições morfoestruturais e morfotectônicas. Corroborando com isso, Beaumont, Kooi e Willett (2000) apontaram as relações dos “Sistemas Terra” reconhecendo a forte ligação entre os processos crustal tectônico através do manto convectivo sob a litosfera, com os sistemas atmosfera-hidrosfera no decorrer dos processos denudacionais em margens passivas.

Sobre a compartimentação morfoestrutural do Planalto da Borborema, Corrêa *et al.* (2010) propôs a definição de 8 unidades morfoestruturais, das quais as mais importantes a serem destacadas para a atual pesquisa são: Depressão Interplanáltica Pernambucana, Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas e Maciços Remobilizados do Domínio Pernambuco-Alagoas.

Vale salientar que o rebordo oriental da Borborema ainda é composto pela Cimeira Estrutural São José do Campestre e Depressão Interplanáltica Paraibana. Sobre as margens observa-se sedimentação fanerozoica que ocorre de maneira assimétrica e extremamente descontínua (CORRÊA *et al.*, 2010).

Como o presente estudo trata especificamente do rebordo oriental do Planalto da Borborema, torna-se imprescindível definir o conceito de escarpa e sua evolução interpretada por Monteiro (2015) e Monteiro e Corrêa (2020). Após abordagem de autores como Goudie *et al.* (2004) e Guerra e Guerra (2008), além da diferenciação de escarpa de falha e escarpa erosiva, os autores acima optam por utilizar a explanação de Goudie *et al.* (op. cit.) que emprega o termo a uma encosta íngreme, comumente singular, com um comprimento consideravelmente grande e que domina uma seção da paisagem, ou seja, é mais adequado aplicar este termo para segmentos com pelo menos alguns quilômetros de comprimentos até formas de escala subcontinental.

No que se refere a borda oriental do Planalto da Borborema, o nível de base regional é o Oceano Atlântico Leste, especialmente quando tratamos dessa porção do relevo sobre território pernambucano e parte da Paraíba. Portanto, o recuo da escarpa ocorrerá a partir processos erosivos, principalmente por ação de canais fluviais, abertura e preenchimento de espaços de acomodação de sedimentos, as quais caracterizam esse setor mais úmido do rebordo oriental do Planalto da Borborema e sua zona litorânea. Evidentemente, o contexto estrutural (erosão diferencial) e tectônico (epirogênese sobre estruturas herdadas) são comportamentos também observados, sobretudo quando a análise transcorre em escala da bacia hidrográfica.

Fonsêca (2018) e Fonsêca *et al.* (2020) em sua análise a norte da Zona de Cisalhamento de Pernambuco (ZCPE) abrangendo setores das bacias hidrográficas dos rios Tracunhaém, Capibaribe-Mirim e Sirigi, evidencia a ocorrência de degraus escalonados que são relacionados a ideia de erosão diferencial com subordinação do relevo às estruturas geológicas reativadas e superimpostas, sobretudo, as áreas estruturais da antiga linha do *front escarpado* do Planalto da Borborema com presença de divisores festonados. Ocorre também sobre essas paisagens domos estruturais dissecados marcados por zonas de cisalhamento e/ou falha normal (FONSÊCA; CORRÊA, 2016; FONSÊCA, 2018).

Em sua pesquisa Fonsêca *et al.* (2020) identificou em depósitos coluviais o desenvolvimento de mosqueamentos e características redoximórficas, associadas a processos fluviais localizadas atualmente a 50 até 70 metros acima do canal do rio, ou seja, um deslocamento do nível de base. Essas evidências corroboram com os controles neotectônicos evidenciados por Bezerra (2008).

A evolução da paisagem ao longo do Quaternário neste setor a norte do Lineamento Pernambuco demonstra a atuação de fatores tectônicos e oscilação de dinâmicas climáticas com presença na superfície geomorfológica de Horst, Gráben, Hemi-Graben e terraços fluviais, além de significativos depósitos coluvionais, por vezes deslocados do nível de base, cujos atributos morfoestatigráficos e morfoscópicos indicam a ocorrência de oscilações climáticas ao longo do último período geológico (FONSÊCA *et al.*, 2020). Todavia, ao sul do Lineamento Pernambuco esse contexto de preservação de depósitos coluviais, terraços fluviais e presença de tabuleiros é mais escassa, portanto, não havendo tantos registros na paisagem geomorfológica.

De acordo com Monteiro (2015) e Monteiro e Corrêa (2020), ao sul da ZCPE, principalmente sobre as bacias hidrográficas do rio Sirinhaém e Una, as drenagens principais apresentam rupturas em seus perfis longitudinais que evidenciam três patamares bem definidos e aparentes. A interpretação ocorre pela inexistência de uma zona de milonitização (tectônica dúctil da Zona Transversal) ao sul do Lineamento Pernambuco, por conseguinte, a predominância foi de uma tectônica rúptil. Esta configuração estrutural pode ser explicada através do comportamento geotectônico dos blocos, ou seja, sobre a Zona Transversal ocorre quebras mais suaves dos blocos, bem como, um arqueamento em direção ao leste, todavia, ao sul da ZCPE o embasamento é mais acidentado, com blocos de diversas profundidades (MONTEIRO, 2015; MONTEIRO; CORRÊA, 2020).

A compreensão e identificação dos *knickpoints* nos perfis de drenagem, dos níveis de base locais e suas respectivas escarpas podem indicar ou não um escalonamento das escarpas regionais, ou basculamento do conjunto estrutural (MONTEIRO, 2015; MONTEIRO; CORRÊA, 2020). Nesse sentido, entender como essas rupturas são destruídas por processos erosivos torna-se uma ferramenta de análise importante na evolução de bacias hidrográficas em margens passivas com presença de escarpas.

Outro compartimento morfoestrutural que compõe a borda oriental é o domínio do Piemonte da Borborema, definido morfologicamente por Fonsêca, Corrêa e Silva (2016) e Fonsêca (2018) por apresentar formas convexas com diversos graus de isolamento e agrupamento, apresentando altitudes abaixo de 200 metros. Esta unidade é seccionada por uma densa rede drenagem de morfologia dentrítica e/ou condicionada pelas estruturas lineares subjacentes, por consequência, os canais fluviais apresentam trechos de canais retilíneos, mudança de direção em ângulos retos e *knickpoints* que originam corredeiras (FONSÊCA, CORRÊA e SILVA, 2016).

A estruturação da costa oriental de clima tropical úmido expõe paisagens distintas entre o norte e o sul do Lineamento Pernambuco. Essa configuração ocorreu durante o Cretáceo a

partir da abertura do oceano até o tempo atual, portanto, as características das famílias de formas singulares diferenciadas entre o norte e o sul de Pernambuco são bem marcadas e seus processos superficiais dependem da magnitude dos *inputs* meteorológicos (FONSÊCA; CORRÊA; SILVA, 2016). A capacidade de reter sedimentos no Piemonte, em espaços de acomodação a partir de sedimentação coluvial e aluvial é maior no setor a norte da ZCPE, enquanto, a sul, grande parte dos colúvios foram erodidos (precipitação mais elevada) cabendo aos rios e, seus espaços de acomodação de origem fluvial, o papel de conter esses sedimentos.

De modo a exibir as unidades morfoestruturais que compõe a borda oriental do Planalto da Borborema, ressalta-se também o Planalto Sedimentar Litorâneo. Este domínio caracteriza-se por diferenças norte e o sul da ZCPE, na porção setentrional exibe formas relativamente contínuas, todavia, na parte setentrional as formas são fragmentadas (FONSÊCA, 2018). O Lineamento Pernambuco também separa as bacias sedimentares costeiras, sendo a norte a denominada Bacia Paraíba e a sul a Bacia Pernambuco. Essas têm características tectônicas e histórias deposicionais distintas, sendo a Bacia Paraíba comportando-se como um “alto” com inclinação em direção a costa variando de 1 a 3° graus (BARBOSA; LIMA FILHO, 2006; BARBOSA *et al.*, 2007).

A resposta deste contexto geotectônico sobre a paisagem geomorfológica entre as Bacias sedimentares Paraíba e Pernambuco são os baixos planaltos sedimentares ao norte do Lineamento Pernambuco e as superfícies colinosas ao sul do mesmo (FONSÊCA, CORRÊA; SILVA, 2016). Portanto, os sedimentos depositados na Bacia Paraíba foram mais preservados como denunciam as morfologias tabulares, todavia, ao sul na Bacia Pernambuco, a dissecação do relevo foi mais intensa exibindo formas mais colinosas.

Este tópico teve como proposta fornecer as características morfoestruturais e morfotectônicas da borda oriental do Planalto da Borborema, principalmente no setor correspondente ao território pernambucano, com foco na área de estudo. Posteriormente o intuito é a compreensão do desenvolvimento de bacias hidrográficas em margem passiva correlacionando suas diversas variáveis apresentadas em pesquisas nessas áreas.

#### 2.4 CAPTURAS FLUVIAIS E A EVOLUÇÃO DE BACIA HIDROGRÁFICA EM MARGEM PASSIVA

Quando se trata atualmente sobre a compreensão da evolução do relevo a partir da escala de análise utilizando a bacia hidrográfica, o sistema fluvial apresenta diversas evidências do modo como essa se deu, destacando-se as capturas fluviais. Trabalhos em várias partes do

planeta indicam mudanças dos cursos dos rios indicando influências estruturais e/ou tectônicas, como Haworth e Ollier (1992), Thomas e Shaw (1992), Cox (1994), Zelilidis (2000), Sordi *et al.* (2018), Alves *et al.* (2019). Embora o fenômeno das capturas fluviais já era conhecido desde o final do século XIX, principalmente por pesquisadores franceses e americanos (OLIVEIRA, 2010), estudos sobre os processos de pirataria fluvial foi trazido novamente ao debate geomorfológico com auxílio da geotecnologia.

Os estudos referentes as Placas Tectônicas e evolução do relevo em margens passivas trouxeram novas perspectivas em consideração a paisagem de longo prazo e história da drenagem, principalmente pelo fato dessa relação ocasionar rearranjo de drenagem em macroescala, assim como, a reorganização dos sistemas de drenagem pode alterar significativamente o tamanho das bacias hidrográficas no interior dos continentes, como também, fornecimento e padrões de deposição dos sedimentos, alterar os padrões de migração de animais aquáticos e alterar as taxas de erosão em áreas de planalto (BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001).

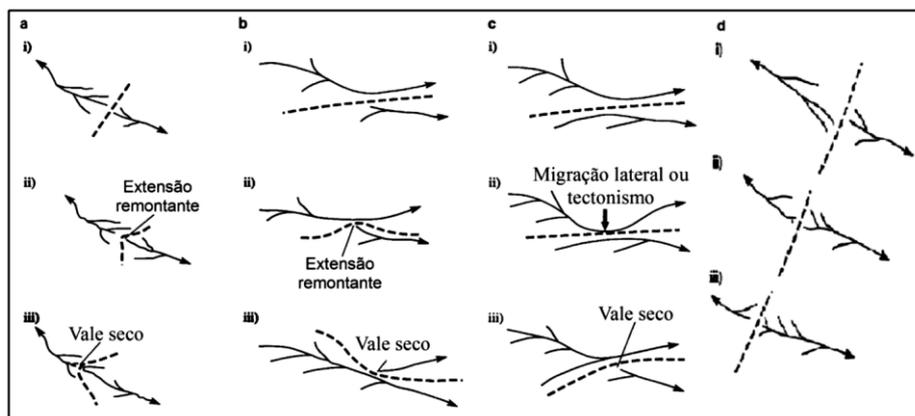
Quando se trata de paisagens continentais, constata-se que as mesmas estão em constante estado de fluxo por conta da ação dos sistemas de drenagem que evoluem e interagem com o relevo através do processo de captura fluvial durante o período de denudação da topografia. Todavia, quando ocorre qualquer tectônica pos-rifte verificam-se mudanças na configuração geomorfológica e na evolução da paisagem a partir do reajuste dos sistemas fluviais. Essa condição afeta o transporte de materiais, com carreamento de clastos no fluxo dos canais até as margens (MORAIS NETO *et al.*, 2009).

O conceito de capturas fluviais corresponde ao desvio natural das águas de uma bacia hidrográfica para outra, promovendo a expansão de uma drenagem em detrimento da vizinha (CHRISTOFOLLETI, 1975; OLIVEIRA, 2010). O processo de pirataria fluvial pode estar sujeito ou não a controles estruturais (SUMMERFIELD, 1991; OLIVEIRA, 2010). O rearranjo de drenagem pode ser pensado como a transferência de parte ou todo fluxo de um rio para o outro (BISHOP, 1995). Um desvio da drenagem durante o qual a água de um rio é capturada por outro de nível de base inferior (PEDERSON, 2001).

Ao considerar os rios de leito rochoso Bishop (1995) identifica três formas de rearranjo de drenagem denominadas de captura *stricto sensu*, desvio e decapitação (FIGURA 12), dessa forma, é imprescindível a distinção entre o rearranjo das áreas de captação e o rearranjo das linhas de drenagem, portanto, o primeiro está atrelado a invasão progressiva de uma bacia hidrográfica para outra adjacente (transferência da área de recepção de um sistema para o outro), o segundo corresponde a transferência de ambas as bacias e linhas de drenagem com as

formas de um dos canais fluviais preservadas. A decaptação consiste na assimilação da área de uma bacia hidrográfica por outra sem o envolvimento das linhas de drenagem, ou seja, não necessariamente haverá uma ação marcante da incisão fluvial, nesse caso, o que se observa na paisagem é uma progressiva penetração do divisor em uma bacia devido ao recuo lateral de escarpas (BISHOP, 1995; OLIVEIRA, 2019).

Figura 12 - Variações dos tipos de rearranjo de drenagem. a – captura fluvial; b e c – desvio; d – decapitação.



Fonte: Bishop (1995) adaptado por/e retirado de Oliveira (2019).

O rio que capta é chamado de captador, capturador ou beneficiário; a parte a montante do curso captado é chamada de capturada ou decapitada (OLIVEIRA, 2010). Períodos climáticos mais úmidos podem acelerar a pirataria fluvial devido ao aumento de entrada de energia no sistema, aumentando a recarga dos lençóis freáticos, por conseguinte, potencializando a captura na drenagem (PEDERSON, 2001).

Existem processos envolvidos nas capturas de drenagem descritos por Bishop (1995) aos quais é útil distinguir, estes são denominados de ascendentes (*bottom-up*) onde o canal capturador age ativamente na interceptação das drenagens adjacentes, como exemplo, mais comumente citado disso é a captura do fluxo por recuo direto. O outro corresponde ao desvio, ou seja, processos descendentes (*top-down*) o canal interceptado avança em direção ao interceptador, deixando de ser apenas uma "vítima passiva" como na captura fluvial *strictu sensu* (BISHOP, 1995; OLIVEIRA, 2019). O redirecionamento de um canal para outra bacia pode ocorrer devido ao rompimento de um divisor associado à migração de canal, reativações tectônicas por possíveis inclinações ocasionadas por domeamento ou avulsões catastróficas decorrentes de eventos de alta magnitude (BISHOP, 1995; OLIVEIRA, 2019).

Na interpretação da paisagem do ponto de vista da Geomorfologia, a ocorrência das capturas fluviais são observadas a partir do processo de erosão remontante ou regressiva, devido

ao aumento progressivo do gradiente de declividade regional, principalmente quando se atenta para reorganização da drenagem que antes se organizava longitudinalmente, e posteriormente, com atuação do soerguimento e erosão a rede drenagem passa a ser transversal capturando os canais longitudinais (STRUTH; BABAUULT, TEIXELL, 2015). Nesse caso sobre uma área tectonicamente ativa na Colômbia, todavia, processos de erosão remontantes em margem passiva podem ser exemplificados por (HAWORTH e OLLIER, 1992; THOMAS e SHAW, 1992; PRINCE; SPOTILA; HENIKA, 2010; COX, 1994; GOUDIE, 2005; SANTOS, 2017, SORDI *et al.*, 2018) entre outros, como modelos de processos ascendentes (*bottom-up*) e descendentes (*top-down*).

As evidências sobre a paisagem geomorfológica as quais apontam para processos de captura fluvial são os afluentes farpados (drenagem ortogonal/ *barbed drainage*), ou seja, aquela que apresenta muitos cotovelos de captura (*elbows of capture*), que correspondem a mudanças bruscas no curso de um rio (90°), com possibilidade de evidências de paleodrenagem em anzol, canais decapitados (*beheaded streams*) ou desajustado (*underfit stream*), rios residuais (*misfit streams*) e vale seco (*wind gap*) ou (*dry valleys*), esse último indicando que o rio não passa mais por ali, com possível preservação aluvial preservada (SUMMERFIELD, 1991; BISHOP, 1995; PEDERSON, 2001; OLIVEIRA 2010).

Esses processos podem ocorrer em várias áreas do mundo em contextos geotectônicos distintos. O mais comum observado em margem passiva são as capturas fluviais como evidência de evolução da rede de drenagem e recuo de escarpas. Os trabalhos descritos a seguir exemplificam o rearranjo fluvial como proposta de análise da paisagem geomorfológica.

#### **2.4.1 As capturas fluviais como proposta central de análise para entender a evolução da paisagem geomorfológica em margem passiva**

Destacam-se alguns trabalhos como o de Haworth e Ollier (1992) sobre o Rifting Continental e a Reversão de Drenagem pesquisando o caso do rio Clarence na parte oriental da Austrália. Baseados também em pesquisas anteriores como a de Taylor (1911) e Ollier (1978) apontando a característica assimétrica da bacia hidrográfica do rio Clarence e, por conseguinte, o fato que o referido rio tem um alinhamento sudeste-noroeste com os rios Condomine e Orara são indícios de captura fluvial (HAWORTH e OLLIER, 1992).

Os padrões de drenagem dos respectivos rios adequaram ao contexto geológico com ênfase ao vulcanismo Terciário (hoje denominado de Neógeno) ocorridos sobre os afluentes da margem esquerda do rio Clarence, enquanto a margem direita com litologia mista tem

características farpadas sugerindo reversão de drenagem. A abertura do Mar da Tasmânia durante o Cretáceo e a formação do Continental Divide foram os fenômenos tectônicos responsáveis pela captura (HAWORTH e OLLIER, 1992). Conforme os respectivos autores, a evolução do rio Clarence não se enquadra nos paradigmas geomorfológicos convencionais, como ciclo de Davis, geomorfologia climática ou formas de relevo de estado estacionário, mas um exemplo de geomorfologia evolucionária.

Thomas e Shaw (1992) realizam uma discussão sobre as evidências que apontam sobre a evolução do curso atual do rio Zambeze, onde contestam a teoria proposta por Nugent (1990) no que se refere a mudança do rumo do respectivo canal fluvial. Tanto Nugent (1990) e Thomas e Shaw (1988;1992) discorrem sobre algumas evidências em relação à captura do rio Zambeze, principalmente sobre o ponto onde ela ocorre, observada pela mudança de direção do canal entre o alto curso do rio Zambeze e as Cataratas de Victória (drenagem que segue sentido contrário ao rio Zambeze). Esse ponto sugere que anteriormente o rio Zambeze corria em direção deserto de Kalahari interligado pelo Paleo Lago *Makgadikgadi*. As teorias sobre a captura de drenagem do rio Zambeze passam por uma grande inundação do paleolago a questões tectônicas ocorridas após a separação do supercontinente de Gondwana (THOMAS e SHAW, 1992).

Cox (1994) ao empregar técnicas de assimetria apoiado sobre mapas topográfico e geológico, aponta a migração oeste-sudoeste dos rios Ouachita, Saline e Arkansas na Enseada do Mississipi (Golfo do México) devido a pulsos de soerguimento indicados por dados sismológicos. A assimetria, assim como, a análise dos terraços e paleocursos fluviais se mostraram eficientes na análise da área, indicando a inclinação dos blocos a qual conduziu as alterações nas respectivas bacias hidrográficas.

Zelilidis (2000) em uma pesquisa sobre 24 rios que compõe o Graben do Corinto na Grécia a partir de dados geológicos e tectônicos, com taxas diferenciadas de soerguimento, respostas da drenagem aos tipos de falhas classificou os canais fluviais antecedente, reversa, captura de drenagem e drenagem juvenil. Cada variedade de canais dessas corresponde a adaptação do sistema fluvial as atividades tectônicas ocorridas desde Plioceno até o Holoceno, portanto, as mudanças identificadas por ambientes deposicionais, idades relativas, padrões de drenagem, assimetria das sub-bacias e morfoestatigrafia (ZELILIDIS 2000).

Trabalhos como o de Goudie (2005) realizando uma revisão da drenagem dos rios africanos após a ruptura de Gondwana no Cretáceo, mencionando a relativa juventude desses canais fluviais, observando a dinâmica dos mesmos sobre a paisagem. A referida pesquisa assinala atividades tectônicas e mudanças climáticas (rifteamento da África Oriental e

aridificação durante o Quaternário) a qual explicam as modificações nos rios *Saara, Níger, Congo, Cunene, Zambeze, Lompopo e Orange*.

El Hamdouni *et al.* (2008) através dos índices geomórficos buscou avaliar a atividade tectônica relativa definida a partir da interação de todos os índices, levando a uma proposta de classificação da paisagem na região de Sierra Nevada no sul da Espanha no contexto de frente de montanha, corroborado por evidências de campo como escarpas de falha, profundas incisões de drenagem, facetas trapezoidais e deformação de depósitos pleistocênicos.

A pesquisa de Prince, Spotila e Henika (2010) trata do recuo da escarpa do *Blue Ridge* (EUA) associado ao papel dos grandes eventos de captura de drenagem no recuo contínuo da respectiva escarpa e posterior ajuste topográfico e a identificação de *knickzonas*. Já Prince e Spotila (2013) estudaram as evidências de desequilíbrio topográfico diante das características das paisagens relictuais ou paleopaisagens desenvolvidas por rearranjo da drenagem como resposta a mudança no nível de base, portanto, uma assinatura topográfica deixada pela mudança na organização dos canais fluviais sobre a bacia do rio Novo (*New River Basin*) no sul dos Apalaches.

No Brasil, a produção de Sordi *et al.* (2018) investiga a escarpa de margem passiva no sul do país, especificamente no Estado de Santa Catarina, cujo foco dar-se-á na captura fluvial onde o rio Itajaí-Açu rompeu a Serra do Mar e fixou suas nascentes na escarpa da Serra Geral, localizada a 200 km da costa Atlântica aplicando métodos como índices geomórficos (índice de  $\chi$ , por exemplo) e métodos de datação como os nucleotídeos cosmogênicos ( $^{10}\text{Be}$ ).

Sacek (2014) aplica um modelo numérico tridimensional que acopla processos de superfície, isostasia flexural e espessamento crustal para explicar a reversão da drenagem do rio Amazonas. Santos (2017) ao analisar os rearranjos de drenagem da bacia do rio Capiveri em São Paulo, sobre o reverso da Serra do Mar, diante de fatores como grande gradiente hipsométrico do relevo, erosão diferencial devido à foliação do embasamento rochoso, movimentações tectônicas e oscilações paleoclimáticas do Quaternário Tardio.

Com relação nordeste brasileiro eventos neotectônicos em área de margem passiva sobre a bacia sedimentar Paraíba correlacionaram dados geológicos e índices geomórficos, como fator de assimetria, sobre a drenagem da área de estudo, análise morfoestrutural e registros de atividade neotectônica (ALVES; ROSSETTI, 2017; ALVES *et al.*, 2019). Esses e outras pesquisas como Monteiro, Lima e Corrêa (2008), Maia e Bezerra (2011), Maia e Bezerra (2013) entre outros, a qual o sistema fluvial foi empregado como instrumento para discussão da evolução da paisagem geomorfológica.

Técnicas como análise do padrão do canal são aplicadas como ferramenta de estudo para identificar ação tectônica na paisagem (VITA-FINZI, 2012). Charlton (2008) apresenta como exemplo, o efeito da tectônica na forma do canal fluvial no rio Indu onde os elementos estruturais subjacentes em seu vale no baixo curso indicam que o mesmo está passando por diferentes tipos de movimentos tectônicos aos quais incluem elevação, inclinação e subsidência. As mudanças resultantes da inclinação, com taxas variáveis de sedimentação, são as principais influências no padrão do canal (HARBOR *et al.*, 1994; CHARLTON, 2008).

Os trechos fluviais anastomosados são associados a um aumento no nível de base local causado pela elevação imediatamente a jusante (CHARLTON, 2008). Formação de meandros observadas em modelos físicos podem ser consequência e subsidência de blocos em um dos lados do canal fluvial, ocasionando a migração e abandono do antigo canal do ponto soerguido (VITA-FINZI, 2012).

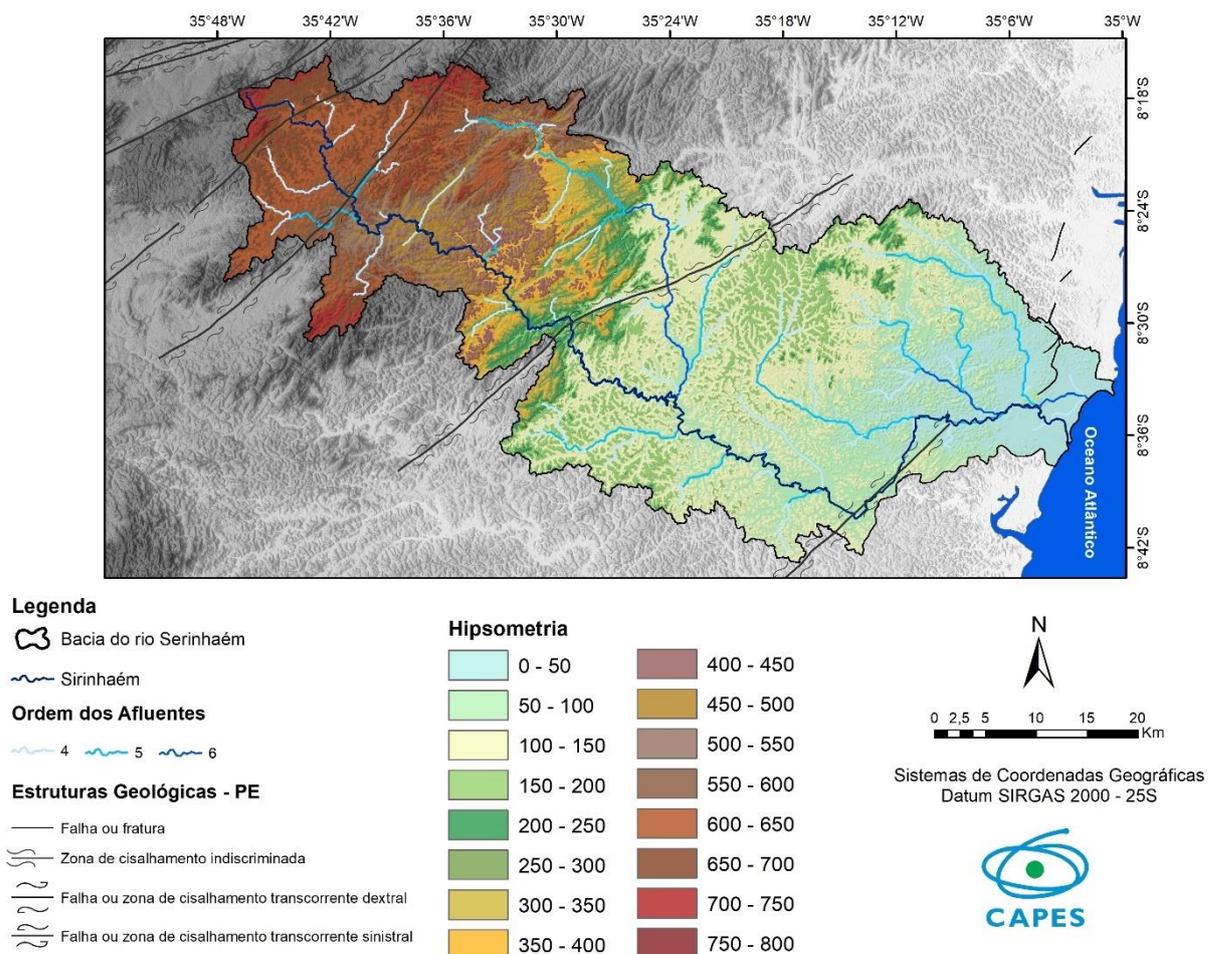
Os rios são extremamente sensíveis a mudanças sutis causadas por elevação tectônica, portanto tais eventos tornam-se ferramentas úteis para identificar deformações epirogênicas de menor escala, tanto em ambiente moderno quanto antigo (HOLBROOK e SCHUMM, 1999; VITA-FINZI, 2012). De acordo com Charlton (2008) as regiões estáveis longe das margens ativas das placas tectônicas, o lento soerguimento de grandes áreas da crosta terrestre pode levar a uma deformação significativa ao longo do tempo. Portanto, nessas áreas as deformações epirogênicas menores e/ou incipientes podem ser identificadas em canais fluviais em escala de tempo antiga, ou atual (HOLBROOK; SCHUMM, 1999). Portanto, as morfologias dos canais fluviais através de determinadas características podem ser úteis em estudos de cunho morfoestrutural e morfotectônico.

Os trabalhos mais atuais a drenagem ganha significativa importância com métodos morfométricos e processos de capturas fluviais a qual contribuem com as explicações da evolução do relevo. As técnicas da Geomorfologia Estrutural e Tectônica, com as técnicas da Geomorfologia Fluvial atreladas, podem trazer explicações pertinentes para evolução da paisagem geomorfológica.

### 3 CARACTERIZAÇÃO GEOAMBIENTAL DA ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do rio Sirinhaém (BHRS) é composta por um total de 19 municípios que abrangem uma área segundo a APAC (2010) de 2.090,64 km<sup>2</sup> e com a extensão do canal principal de aproximadamente 158 quilômetros, com sentido noroeste-sudeste. Os principais afluentes do rio Sirinhaém são: na margem esquerda, os riachos do Sangue e os rios Amaraji, Camaragibe, Tapiruçu e Siribó; na margem direita, os riachos Seco, Tanque de Piabas e Várzea Alegre, Córrego Sabiá e rio Cuimbuca (FIGURA 13). Na bacia do rio Sirinhaém existe apenas um grande reservatório com capacidade acima de 1 milhão de m<sup>3</sup>, o de Brejão com 1.625.000 m<sup>3</sup> localizado no município de Sairé (APAC, 2010). O detalhamento na localização de alguns desses afluentes foi destacado nos resultados da pesquisa.

Figura 13 - Mapa hipsométrico da BHRS.



Fonte: o autor, a partir da base de dados GLO-30 *Public* de resolução de 30m.

Os afluentes destacados formam as bacias hidrográficas inseridas dentro da bacia do rio Sirinhaém. As bacias geradas sobre drenagens de quarta ordem serão analisadas por critérios morfométricos detalhados nos procedimentos metodológicos na busca da compreensão da evolução morfoestrutural e morfotectônica da área de estudo. O mapa hipsométrico ilustra as características topográficas na BHRS, assim como, a total assimetria do canal principal e sua inflexura no baixo curso da bacia hidrográfica.

No mapa hipsométrico é possível observar as diferenças na rugosidade do terreno nos diversos setores da BHRS. No alto curso ocorre uma variação topográfica entre topos aguçados e vales estruturais onde os afluentes do rio Sirinhaém estão encaixados. Na porção centro norte a bacia possui feições de baixa rugosidade condicionado a planícies aluviais dos rios Amaraji e Aripibú. Topografias mais acentuadas voltam a aparecer sobre a bacia do rio Camaragibe no médio curso da BHRS, apresentando feições topográficas alongadas e vales retilíneos, enquanto no baixo curso topografias mais modestas, com destaque para bacia hidrográfica do rio Siribó. Ao observar a variação topográfica do alto curso da BHRS é perceptível a ação da erosão remontante ocasionada pelo processo dissecação dos rios Sirinhaém e Amaraji.

Nos tópicos abaixo será abordado os parâmetros geológicos, climáticos e pedológicos da área de estudo com intuito de compreender o contexto da paisagem. A questão do uso e ocupação da terra foi desconsiderada neste capítulo por não trazer significativas contribuições ao resultado da pesquisa, portanto, o foco será buscar o entendimento do contexto geológico/estrutural, climático e pedológico com objetivo de traçar um panorama da composição paisagística da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.

### 3.1 CENÁRIO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SIRINHAÉM

De acordo com Almeida *et al.* (1977, 1981) e Schobbenhaus e Brito Neves (2003) a Plataforma Sul-americana é subdividida em dez Províncias Estruturais considerando os contingentes litoestruturais e cronoestatigráficos, sendo três relativos aos núcleos cratônicos Arqueano-Proterozoico; três relacionados aos sistemas orogênicos do Brasileiro; três às grandes sinéclises paleozoicas e a última e mais jovem o registro litoestrutural e estátigráfico da margem continental atlântica. A Província Borborema compõe uma dessas províncias estruturais destacadas.

As províncias estruturais brasileiras são resultados dos ciclos do Neoproterozoico, principalmente em sua fase final de evolução, que legaram consideráveis características de

formas ao continente como todo, incluindo a organização e desenvolvimento da margem continental atlântica. Por todo o Fanerozoico, fenômenos de herança tectônica estão vinculadas as estruturas e litologias geradas no Brasiliano (SCHOBENHAUS; BRITO NEVES, 2003). Os processos de orogenia Brasileira - Panafriacana são parte de uma rede global, principalmente presente nos continentes meridionais com grande remobilização das litologias e estruturas do pré-Neoproterozoico (SCHOBENHAUS; BRITO NEVES, 2003).

Paleogeograficamente, a Província Borborema representa uma região orogênica localizada entre os Crátons São Francisco-Congo e Oeste Africano-São Luís, caracterizado por interação colisional das estruturas, com possíveis fragmentos menores derivados do Proterozoico, as quais conduziram a metamorfização das rochas e inversão do relevo por compressão regional do bloco, ou seja, a construção da Província Borborema teria ocorrido devido à convergência de paleoplacas distintas durante o Neoproterozoico, portanto, processos análogos aos orógenos Fanerozoicos (CALIXTO *et al.* 2020).

Como já descrito anteriormente, a Província Borborema é subdividida em domínios e terrenos tectonoestatigráficos denominados de Domínio Setentrional, Domínio Central (Zona Transversal) e Domínio Meridional (JARDIM de SÁ, 1994; VAN SCHMUS *et al.* 1995a; SANTOS, 1996; BRITO NEVES, 2000; SANTOS *et al.*, 2000).

Cada domínio é formado por um conjunto de terrenos amalgamados por processos tectônicos pretéritos e no caso do Domínio Meridional, foco da área de estudo, composto por terrenos mesoproterozoicos Pernambuco-Alagoas, Paulistano Monte-Orebe e Canindé-Marancó, além das faixas neoproterozoicas Riacho Pontal e Sergipana (DELGADO *et al.*, 2003). O terreno Pernambuco-Alagoas onde está inserida a bacia do rio Sirinhaém será melhor detalhado neste tópico da pesquisa.

Para Brito Neves e Silva Filho (2019), devido à complexidade litoestrutural derivada de uma evolução policíclica de faixas acrescionárias se comportando como uma microplaca, ou seja, um contexto geotectônico mais intrincado, a denominação mais adequada para esse setor seria Superterreno Pernambuco-Alagoas. Foi o primeiro segmento tectônico a ser identificado dentro do Domínio Meridional, parte ao sul do Lineamento Pernambuco, com extensão de aproximadamente 60.000 km<sup>2</sup> (BRITO NEVES; SILVA FILHO, 2019). Salientando que a bacia hidrográfica do Sirinhaém vai abranger 2.090,64 km<sup>2</sup>, portando um fragmento areal pequeno comparado ao todo.

Sobre o setor da costa litorânea onde está inserida a bacia do rio Sirinhaém encontra-se, segundo Brito Neves e Silva Filho (2019), o magmatismo granítico brasileiro bastante variado do grande Batólito Atalaia-Ipojuca. Esse compõe o embasamento das bacias costeiras com

formato triangular e alcança uma área de 4.000 km<sup>2</sup> com disposição longitudinal que vai de Recife até as proximidades de Maceió. É apontado pelos autores supracitados como a área menos conhecida do complexo PE/AL.

O contexto litológico exhibe granito com álcali-feldspatos, sienogranitos, monzogranitos, quartzo sienitos e granodioritos, todavia, no contexto de Zona da Mata úmida ocorre poucos afloramentos (BRITO NEVES; SILVA FILHO, 2019). Ao tratar da bacia sedimentar marginal que compõe a área de estudo trata-se da Bacia Pernambuco, ou seja, àquela ao sul do Lineamento Pernambuco, cujo tectono-estratigraficamente se diferencia da Bacia Sedimentar Paraíba ao norte da ZCPE (LIMA FILHO; BARBOSA; SOUZA, 2006; BARBOSA *et al.*, 2007).

A Bacia Sedimentar Pernambuco em sua fase rifte, principalmente em seu segmento entre o Alto Maragogi e o Alto de Touros, obteve taxas elevadas de estiramento e baixo fluxo de calor. Estima-se uma fase rifte associada à separação instantânea Brasil-África neste setor, a qual resultou em uma espessa seção sedimentar de idade neopaleógena. Por conseguinte, o incipiente afinamento litosférico ocasionou uma provável anomalia termal e soerguimento topográfico pouco expressivo (LIMA FILHO, BARBOSA e SOUZA, 2006). Já na fase pós-rifte os sedimentos depositados na Bacia Pernambuco correspondem a Formação Estiva, a qual compreende carbonatos plataformais de idade cenomaniana-turoniana (LIMA FILHO, BARBOSA e SOUZA, 2006).

Também segundo Lima, Barbosa e Souza (2006), a Bacia Pernambuco sofreu soerguimentos epirogenéticos a partir do Turoniano as quais foram responsáveis pela erosão da Formação Cabo e da Suíte Ipojuca, além disso, movimentos distensionais causaram a deposição da Formação Algodoads. Há pelo menos cinco eventos tectono-magmáticos na evolução da Bacia Pernambuco: Evento Tectônico Inicial (Rifteamento), Evento Tectono-Magmático do Albiano, Evento Cenomaniano-Turoniano, Evento Tectônico do Turoniano Superior-Coniaciano e Evento Magmático do Eoceno(?) (LIMA FILHO, 1998; LIMA FILHO; BARBOSA; SOUZA, 2006).

Os eventos tectônicos durante a fase rifte e pós-rifte deixaram registros relictuais sobre a paisagem na BHRS. Os trechos topográficos mais acentuados seguidos de setores mais rebaixados e vales estruturais resultado de reajustes das Zonas de Cisalhamento que perpassam a respectiva bacia hidrográfica. Estes setores topograficamente distintos estão, por vezes, sob o mesmo substrato geológico, todavia, com comportamento geotectônico rúptil com altos e baixos e variadas rugosidades, sugerindo uma movimentação tectônica na fase rifte e pós-rifte

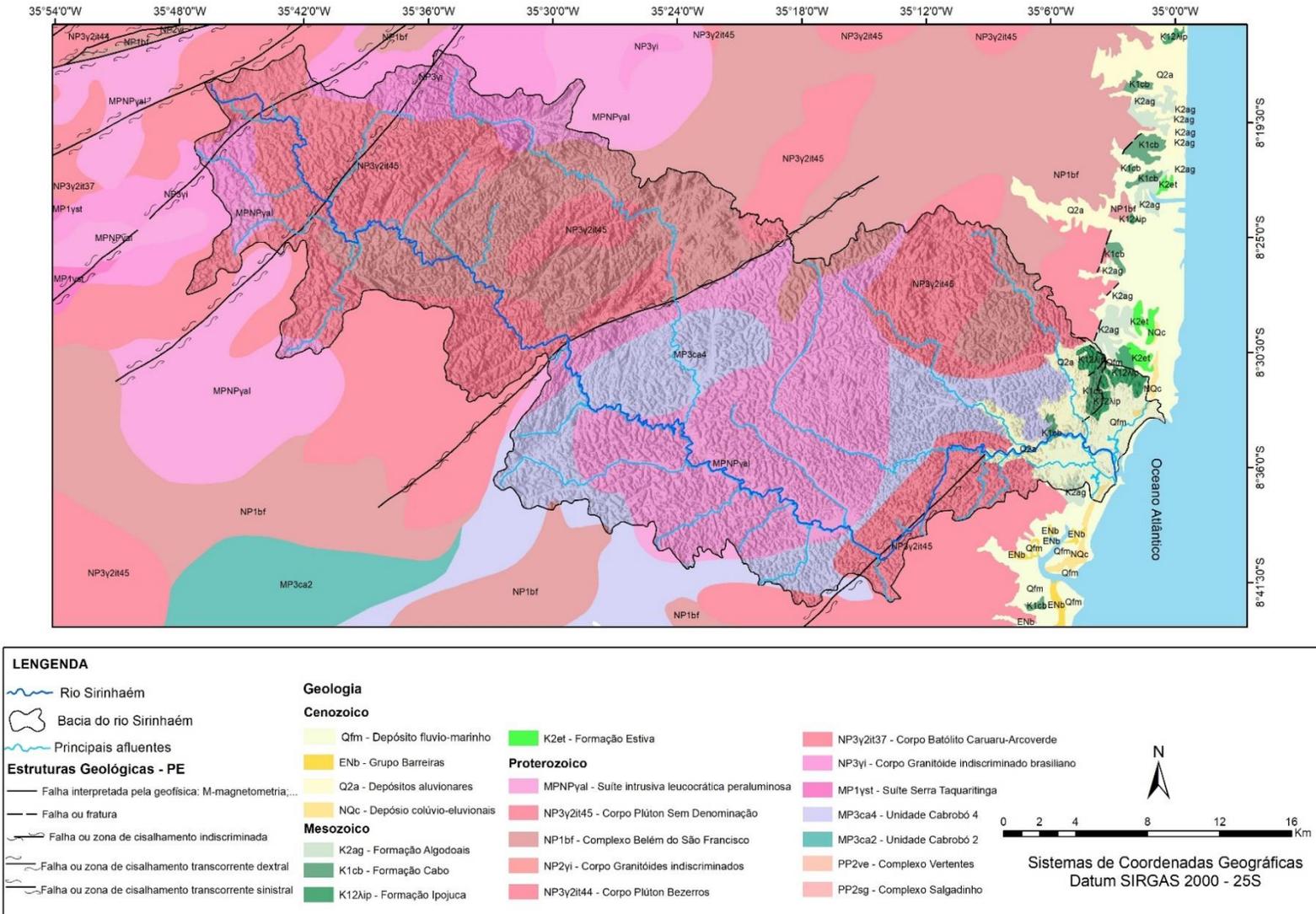
entre as ZC que perpassam a BHRS e processos dispares de erosão diferencial a partir dos canais fluviais pertencentes a bacia hidrográfica.

O mapa geológico da bacia hidrográfica do Sirinhaém foi adaptado da base de dados 1: 1000.000 da CPRM (2004) demonstra a complexidade litológica da região e a forte atuação das Zonas de Cisalhamento que passam pela área de estudo (FIGURA 14). No alto curso da bacia do rio Sirinhaém foi mapeado Corpo Granitóide indiscriminado do Brasileiro, Corpo Plúton sem Denominação e Complexo Belém São Francisco todos com idade relacionadas ao Proterozoico, Mesoproterozoico e Neoproterozoico.

O setor do médio curso é composto pela Unidade Cabrobó 4, Suíte intrusiva leucocrática peraluminosa, Corpo Plúton sem Denominação e Complexo Belém de São Francisco. Já sobre o baixo curso corresponde a trechos da Unidade Cabrobó 4, Corpo Plúton sem Denominação e deposições sedimentares mesozoicas e cenozoicas caracterizadas por Formação Ipojuca, Formação Cabo, Depósitos aluvionares.

Ao fazer uma relação entre a geologia e os canais fluviais destacados no mapa geológico, observa-se que aqueles encaixados em vales estruturais estão sobre o mesmo substrato geológico e/ou em áreas de contato, portanto, apresentando indícios em que esforços tectônicos pretéritos foram os responsáveis pela intensificação da ação erosiva e direção preferencial de algumas drenagens retilíneas. Destaca-se também, as inflexuras dos rios Camaragibe e Sirinhaém ocorrem sob as mesmas unidades geológicas, ou seja, Suíte leucocrática peraluminosa e Corpo Plúton sem Denominação respectivamente, dessa forma, suas mudanças de direção sugerem muito mais esforços tectônicos pretéritos (fase rifte e pós-rifte) da ZC transcorrente sinistral do baixo curso da bacia hidrográfica, do que apenas a erosão diferencial por si só.

Figura 14 - Mapa Geológico da bacia do rio Sirinhaém.



Fonte: CPRM (2004), adaptado pelo autor.

A bacia do rio Sirinhaém é cortada por quatro Zonas de Cisalhamento as quais se caracterizam no alto curso por duas Zonas de Cisalhamento Transcorrente Sinistral, médio curso passa uma Zona de Cisalhamento indiscriminada e no baixo curso uma Zona de Cisalhamento Transcorrente Sinistral (CPRM, 2000; 2014). Essas ZCs terão bastante destaque na explanação do modelo de evolução morfotectônica e morfoestrutural da bacia hidrográfica em estudo. É importante salientar que no divisor no alto curso da bacia do rio Sirinhaém com a bacia do rio Una passa uma Zona de Cisalhamento Transcorrente Dextral que deu origem a formações de relevo em crista as quais dividem as duas bacias hidrográficas.

As respostas a esses processos podem ocorrer em escala regional e/ou local ao conduzir reativações pós-rifte durante o Cenozoico das zonas de cisalhamento. Em relação às ZC que “cortam” a bacia hidrográfica do rio Sirinhaém das quais três são transcorreste sinistral e uma indiscriminada, dessa forma, é factível propor a ideia de reativação dessas zonas de fraqueza ocasionando soerguimento de setores que conduziram a reajustes na drenagem da bacia hidrográfica. O estudo de (LIMA NETO *et al.*, 2013, 2014) investigando sismos em zonas de cisalhamento ao sul do Lineamento Pernambuco que passam pela BHRS trazem luz a inquietude da Margem Passiva brasileira e podem contribuir para compreensão de reativações em ZC.

### **3.1.2 Caracterização regional sísmica, geofísica e estudo de canais submersos da Bacia Sedimentar Pernambuco**

Ao longo das duas últimas décadas vários trabalhos sobre a inquietude da crosta em margem passiva no período pós-rifte e até evidências neotectônicas foram descritas na região Nordeste, seja em domínios da Província Borborema ou nas bacias sedimentares costeiras (BEZERRA, 2000; BEZERRA, *et al.*, 2001; 2008; TAVARES; CORRÊA, 2008; MAIA; BEZERRA, 2011; 2013; 2014; GURGEL *et al.* 2013; ALVES; ROSSETTI, 2016; 2017; ALVES *et al.*, 2018, OLIVEIRA, 2019).

Todavia, ocorre uma concentração bem maior de estudos a norte do Lineamento Pernambuco e na Bacia Paraíba. Os indícios da história neotectônica sugerem registros de falhas e dobras em depósitos Mioceno e Quaternário na Bacia Paraíba com aspectos de elevação e subsidência, as quais variam conforme o trecho (BEZERRA *et al.*, 2008; ALVES; ROSSETTI, 2017; ALVES *et al.*, 2019). É importante destacar também pontos de evidências neotectônicas em área de Formação Barreiras em São José da Coroa Grande ao sul da ZCPE (CORREIA FILHO *et al.*, 2019).

O trabalho de Alves *et al.* (2019) corrobora com a proposta que a margem passiva Sul-Americana permaneceu sob estresse tectônico por muito tempo após o processo de rifteamento. A bacia Paraíba obtém significativos registros neotectônicos condicionados pela forma dômica do relevo de trechos da bacia sedimentar costeira, indicando a deformação tectônica desse setor. O mesmo foi caracterizado por análises do Modelo Digital de Elevação – MDE e índices geomórficos, aplicados sobre as bacias hidrográficas dos rios Camaratuba, Miriri, Mamanguape e Paraíba, com indicativos de padrão de drenagem anômalos, inflexões de canais formando ângulo retos, capturas fluviais, sub-bacias assimétricas, além de dobras e falhas em pacotes sedimentares provocados por regime *strike-slip* reativando zonas de cisalhamentos as quais controlam tectonicamente o relevo da área (BEZERRA *et al.*, 2014; ALVES e ROSSETTI, 2016; ALVES e ROSSETTI, 2017; ALVES *et al.*, 2019).

Entre o Mioceno e o Quaternário, período do último campo de tensões, processos de compressão com orientação L – O e extensão com direção N – S reativaram zonas de cisalhamentos dúcteis provocando falhas, as quais foram os mecanismos responsáveis por subsidências e soerguimentos do qual a resposta morfológica atual na superfície deu-se através da sequência de vales e tabuleiros ordenando o sentido e encaixe da drenagem na região a norte da ZCPE (BEZERRA, *et al.* 2014). Ademais, entender as formas de propagação de falhas em margem passiva a partir de reativações de estruturas preexistentes e como essas influenciam os estilos das formas de relevo é importante no sentido de compreender a evolução da paisagem geomorfológica na conjuntura pós-rifte (BEZERRA *et al.* 2014).

A partir do mapa geofísico (Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo – RTP) Vasconcelos *et al.* (2015) propôs a continuidade (falhas de transferência) das ZCPE e ZCP sobre as bacias sedimentares marginais através da reativação dessas estruturas com ocorrência de falhas denominadas Falhas de Goiana e Mamanguape corroborados por dados de campo as quais foram observadas falhas normais, transtensivas dextrais e fraturas em setores da Formação Barreiras. De acordo com Bezerra *et al.* (2014), tanto o embasamento cristalino, quanto as bacias sedimentares costeiras apresentam padrões magnéticos de anomalias positivas e negativas na margem continental do Nordeste brasileiro, todavia, com concentração de evidências ao longo da Zona Transversal, Domínio Meridional e Bacias Paraíba e Potiguar.

Oliveira (2008) e Oliveira e Medeiros (2012) usando dados de Anomalia Bouguer analisaram a diferença no nível crustal da Província Borborema observando um valor anômalo de densidade sob a crosta inferior do Planalto da Borborema, denominado de *underplating*, devido a um material magmático alocado na crosta inferior tendo como consequência contraste na densidade entre as rochas magmáticas sub-revestidas e o manto circundante o que pode ter

levado uma força de empuxo e a deformação da crosta e elevação da região, por conseguinte, o *underplating* causa deformação e elevação topográfica. Para Oliveira e Medeiros (2012) é possível que o Planalto da Borborema ainda está sofrendo epirogênese evidenciada em deformações pós-deposicionais em depósitos da Formação Barreiras, reativação de falhas e registros de sismicidade intraplaca.

A Província Borborema é uma das áreas mais sismicamente ativas do continente Sul-Americano, desse modo, é cada vez mais necessário melhorar o conhecimento sobre falhas ativas em regiões continentais estáveis com intuito de identificação de áreas de risco (BEZERRA *et al.*, 2011; LIMA NETO *et al.*, 2014). Dentro da Província Borborema a Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE), formada no Brasiliano (740-540 Ma) com mais de 700 km de comprimento, é uma das zonas mais ativas sismicamente, com seus ramos de tendência NE (BEZERRA *et al.*, 2011; LIMA NETO *et al.*, 2013; 2014). É sempre importante salientar que a Placa Sul-Americana está se movendo para oeste, dessa forma, afastando-se da Dorsal Meso-Atlântica e colidindo-se com a Placa de Nazca, por conseguinte, está submetida a processos de compressão L-O (BEZERRA *et al.*, 2011).

Vários sismos foram relatados desde o século XIX no domínio da ZCPE e nos últimos anos registrados em Caruaru, Belo Jardim e São Caetano (FERREIRA *et al.*, 1998, 2008; LOPES *et al.*, 2010; LIMA NETO *et al.*, 2013, 2014). Não obstante, em 2010 ocorreram novas sequências de eventos no bloco ao sul da ZCPE, mais especificamente na falha sismogênica Serra Verde, portanto, afastado do denominado cinturão milonítico principal e seus respectivos ramos de tendência NE (LIMA NETO *et al.*, 2014). Em 2007 registros de um tremor em São Caetano de 4.0  $m_R$  (Escala Regional Brasileira) considerada uma magnitude significativa se convertida a escala internacional (LIMA NETO *et al.*, 2013).

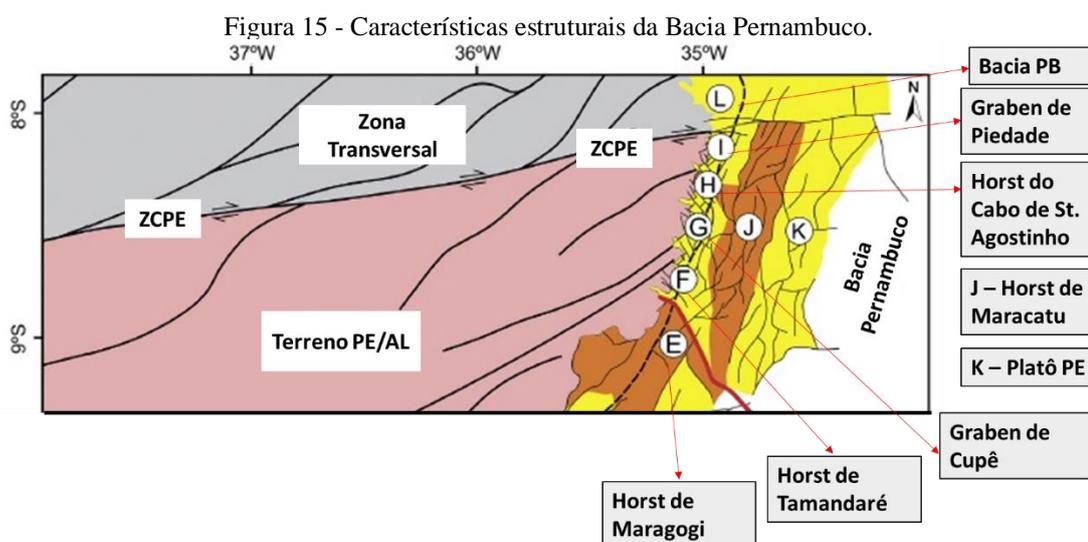
Sobre a zona dúctil de Cisalhamento Pernambuco as reativações sismogênicas na estrutura principal ocorre por compressão de tendência L - O e extensão N - S como observado em Bezerra *et al.* (2011; 2014) e Lima Neto *et al.*, (2013; 2014). A atividade sísmica de 2007 ocorreu na localidade de Santa Luzia em um dos ramos de direção NE da ZCPE, enquanto os eventos de 2010 localizaram-se próximo ao centro da cidade de São Caetano (ambos na cimeira do Planalto da Borborema), com outras anteriormente citadas como em Caruaru e Belo Jardim tiveram magnitudes semelhantes e em todas o terreno milonítico que compõe o embasamento, foi a principal estrutura controlada (LIMA NETO *et al.*, 2013).

Também no ano de 2010 sequências de terremotos ocorreram no bloco ao sul do Lineamento Pernambuco, longe do cinturão milonítico, perto de zonas de cisalhamento dúctil que passam pela região, cujo epicentro deram-se nos municípios de Cupira (maior magnitude),

Lagoa dos Gatos e Agrestina (LIMA NETO *et al.*, 2014). Mecanismos focais, planos de falhas e tensões crustais as quais apontam para as falhas sismogênicas Serra Verde e Barra da Chata, possivelmente falhas preexistentes reativadas do Cretáceo, essas falhas foram identificadas como pequenas e rasas (2,2 km e 1,5 km de comprimento respectivamente) deslizamento normal e compressão aproximada L - O e extensão N - S, todavia, a sismicidade não está ligada à estrutura relacionada as zonas de cisalhamento dúctil de tendência NE do bloco ao sul da ZCPE (LIMA NETO *et al.*, 2014).

As zonas de cisalhamento dúctil do Pré-Cambriano atuaram como áreas de fraquezas preferenciais, as quais foram reativadas tanto na fase rifte, ou seja, àquela pertencente ao Cretáceo Inferior, quanto na fase pós-rifte (Cretáceo Superior até o Neógeno/Quaternário) levando a inversão de bacias sedimentares costeiras na Margem Continental do Nordeste brasileiro, sobretudo, na fase pós-rifte, devido à compressão intraplaca através do movimento do continente Sul-Americano em relação à Cordilheira dos Andes e Dorsal Meso-Atlântica (ASSUNÇÃO *et al.*, 2016; VASCONCELOS *et al.* 2019).

A Bacia Pernambuco é uma das bacias sedimentares costeiras da Margem Continental do Nordeste brasileiro (FIGURA 15) composta por três depocentros principais denominados de Grabens de Piedade, Tamandaré e Cupê, esses divididos pelo Horst do Cabo de Santo Agostinho (LIMA FILHO, 1998; VASCONCELOS *et al.*, 2019). O limite da Bacia Pernambuco com a Bacia Sergipe-Alagoas dar-se pelo Horst de Maragogi (VASCONCELOS *et al.*, 2019).



Fonte: Vasconcelos *et al.*, (2019). Adaptado pelo autor.

A Bacia Pernambuco registra três principais eventos tectônicos ao longo do tempo geológico e o mais recente corresponde a reativação de falhas de transferência da fase rifte com extensão N – S e NE – NO entre o Neógeno e o Quaternário já em um contexto pós-rifte (LIMA FILHO, 1998; LIMA FILHO *et al.*, 2006; VASCONCELOS *et al.*, 2019). Os dados de anomalias magnéticas indicam também a extensão das zonas de cisalhamento detectadas abaixo da cobertura sedimentar da Bacia Pernambuco, assim como, os registrados na Bacia Paraíba. Essas zonas de fraqueza sobre as bacias sedimentares sofreram reativações influenciadas pelas zonas de cisalhamento das quais houve respostas na superfície através das formas de relevo (VASCONCELOS *et al.*, 2015; 2019).

Utilizando dados a partir do índice RDE (Relação Declividade-Extensão) sobre as bacias hidrográficas da borda leste do Planalto da Borborema (bacias dos rios Paraíba, Goiana, Capibaribe, Ipojuca, Sirinhaém, Una e Mundaú), Monteiro e Corrêa (2020) observaram diferenças nas quebras regionais, enquanto no setor entre os Lineamentos Patos e Pernambuco ocorre apenas uma grande quebra regional, portanto, caracterizou-se por forte influência flexural, nos setores ao sul da ZCPE foram encontradas mais de uma quebra regional apresentando um contexto mais rúptil.

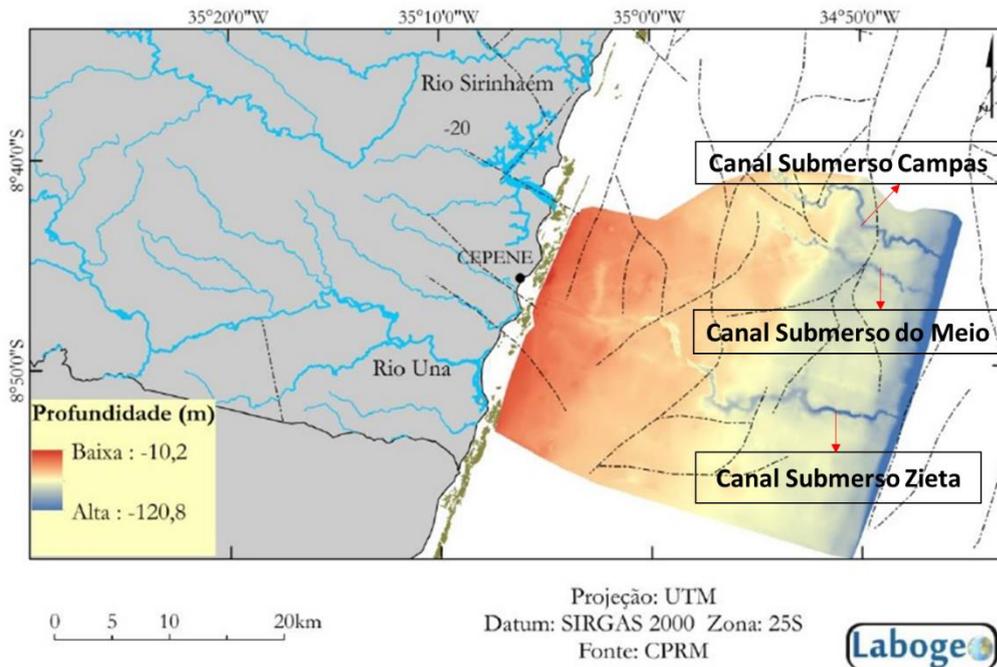
Foi apresentado aqui uma caracterização regional, estrutural, sísmica e geofísica da borda leste da Margem Continental do Nordeste brasileiro com ênfase no setor ao sul do Lineamento Pernambuco com intuito de correlacionar posteriormente com a evolução morfoestrutural de morfotectônica da bacia do rio Sirinhaém.

Com relação à Plataforma Continental do Nordeste do Brasil, o trabalho de Camargo (2016) procurou compreender a Geodiversidade da Plataforma Continental ao sul de Pernambuco e sua correlação com as bacias hidrográficas do rio Una e Sirinhaém. Atualmente a drenagem principal dessas duas bacias são limitadas pela linha de costa, todavia, em um cenário paleogeográfico, ou seja, durante o Último Máximo Glacial (UMG) o canal principal dos respectivos rios adentrava até o Talude Continental (BERGER, 2008; BLUM; HATTIER-WOMACK, 2009; CAMARGO, 2016). Portanto, os canais submersos mapeados são resultados de dinâmicas fluviais pretéritas das bacias do rio Sirinhaém e Una (CAMARGO, 2016).

A topografia da Plataforma Continental no trecho ao sul do Lineamento Pernambuco foi analisada a partir de dados batimétricos secundários, gerando um Modelo de Elevação Digital (MDE) e dados hidroacústicos na busca de compreender a morfologia dos canais submersos (CAMARGO, 2016). Nesse setor foram identificados três canais submersos apresentando degraus e terraços denominados de Zieta, Meio e Campas (FIGURA 16) por conseguinte, podem ser associados ao rio Sirinhaém (CAMARGO, 2016). É importante salientar que os

respectivos canais estão atualmente deslocados em relação a atual foz dos rios Una e Sirinhaém, portanto, a correlação dessas feições submersas com a captura fluvial do baixo curso do rio Sirinhaém pode trazer elucidacões interessantes a presente pesquisa.

Figura 16 - Canais submersos pesquisados por Camargo (2016) e sua relação com a drenagem das bacias hidrográficas do Una e Sirinhaém.



Fonte: Camargo (2016). Adaptado pelo autor.

### 3.1.3 Sistemas de circulação produtores de precipitação da área de estudo

A compreensão das dinâmicas climáticas produtoras de precipitação sobre a BHRS torna-se imprescindível para interpretação das nuances relativas à dinâmica superficial da paisagem. Embora os sistemas atmosféricos alcancem a bacia hidrográfica na totalidade, a média de precipitação no alto curso é menor em relação ao médio e baixo curso.

Neste contexto a configuração da paisagem da BHRS o alto curso é dominada por rochas aflorantes e perfil de intemperismo mais curto, embora o tipo de solo predominante na BHRS seja os Latossolos Amarelos. Todavia, observa-se que os perfis de solos mais desenvolvidos estão nos setores do médio e baixo curso, onde as médias de pluviosidade são maiores. A mudança no uso e ocupação da terra é visível entre o alto curso, onde predomina a pecuária, e o médio e baixo curso, onde a monocultura da cana-de-açúcar vai dominar a paisagem.

Em relação à escala regional, de acordo com Molion e Bernardo (2002), observa-se uma variabilidade interanual da distribuição de chuvas sobre o Nordeste brasileiro, seja em escala

espacial e/ou temporal, diretamente relacionada com as mudanças nas configurações de circulação atmosférica de grande escala e com a interação oceano-atmosfera no oceano Pacífico e no oceano Atlântico.

Desse modo, existe um conjunto diferenciado de processos atmosféricos que se movem pela região nordeste, dos quais ocasionam uma variação interanual de precipitação entre até 500 mm sobre o semiárido e 1500 mm nas zonas costeiras do Nordeste brasileiro (OLIVEIRA; SANTOS E SILVA; LIMA, 2017). Todavia, para a área correspondente a BHRS os sistemas atmosféricos mais atuantes são os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) e Sistema de Brisas. Portanto, essas serão as mais destacadas na presente pesquisa.

Os dois primeiros mecanismos atmosféricos destacados são considerados de mesoescala e atuam em períodos diferentes do ano. Enquanto o VCAN é uma dinâmica tipicamente de final de primavera e início do verão, o DOL destaca-se durante o outono-inverno. A BHRS localiza-se em sua maior parte na Zona da Mata de Pernambuco, a qual apresenta temperaturas estáveis ao longo do ano, com amplitude térmica anual de no máximo 5 °C (CORRÊA, 2004; GIRÃO *et al.*, 2013). Contudo, o alto curso da respectiva bacia hidrográfica está inserida no denominado Agreste Pernambucano, onde a borda oriental do Planalto da Borborema, com altitudes variando entre 300 a 500 metros, promovem uma majoração da amplitude térmica anual.

A direção preferencial dos ventos é de SE/E, advindos do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), adquirindo umidade ao transitar pelo oceano Atlântico Sul e, por conseguinte, depositando em forma de precipitação sobre as faixas costeira oriental do Nordeste, e a depender da quantidade de energia e umidade acumulada durante o percurso, penetra até a escarpa oriental do Planalto da Borborema (CORRÊA, 2004; GIRÃO, CORRÊA; GUERRA, 2006; GIRÃO *et al.* 2013).

Portanto, a ASAS é um sistema primário de significativa importância no que se refere a sua influência na formação dos Distúrbios Ondulatórios de Leste e precipitação na faixa oriental de Pernambuco (entre abril e julho) assim como, em eventuais incursões de Frentes Frias, essa última, geralmente alcança o sul do Estado da Bahia (GIRÃO *et al.*, 2013). A chegada de Frentes Frias na costa leste do Estado Pernambuco é considerada evento anômalo como ocorreu nos episódios que ocasionaram enchentes na cidade de Recife na década de 1970 (MOLION; BERNARDO, 2002).

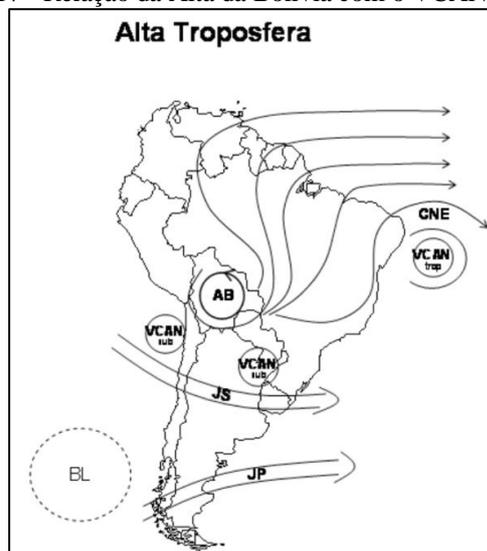
Para Kayano e Andreoli (2009) o ASAS se intensifica no final do verão do Hemisfério Sul, alcançando maior proporção de influência sobre o Leste da região Nordeste até julho. O ASAS é um sistema que, dependendo da posição, pode favorecer a precipitação no litoral do

NE do Brasil, conseqüentemente, o afastamento do ASAS do continente faz com que desfavoreça os ventos SE/E, e, por conseguinte, ocorra um decréscimo da precipitação (REBOITA *et al.*, 2010).

No contexto do VCAN, correspondem a sistemas meteorológicos caracterizados por centros de pressão relativamente baixa que se originam na alta troposfera e se estendem até os níveis médios, dependendo da instabilidade atmosférica. Quanto a contribuição do VCAN no regime pluviométrico do Nordeste, torna-se considerável interpretar sua atuação relacionada a dois outros sistemas atmosféricos como a Alta da Bolívia – AB, associada ao aquecimento continental e ao escoamento nos baixos níveis (FIGURA 17) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul - ZCAS (FERREIRA; RAMÍREZ; GAN, 2009). Uma explicação para a formação dos VCANs nessa região é que o aumento da advecção de ar quente em 850hPa, próximo à costa sudeste do Brasil, quando uma frente fria ativa oriunda de latitudes médias se desloca para os trópicos, contribuindo assim, para o aumento da convecção ao longo da frente fria (JOHNSON; SNOOK, 1983; REBOITA *et al.*, 2010).

De acordo Kousky e Gan (1981) e Reboita *et al.* (2010), a parte central dos VCANs, em geral, não apresenta nuvens, diferentemente, em sua periferia (especialmente a norte) ocorre grande atividade convectiva. Os efeitos desta característica sobre a região Nordeste são que parte da referida região vai experimentar nebulosidade, na periferia do sistema atmosférico, enquanto a parte central apresentará céu claro decorrente dos movimentos verticais subsidentes existente no centro do VCAN, com um tempo de vida médio que varia de 4 a 11 dias. (FERREIRA; RAMÍREZ; GAN, 2009).

Figura 17 - Relação da Alta da Bolívia com o VCAN.

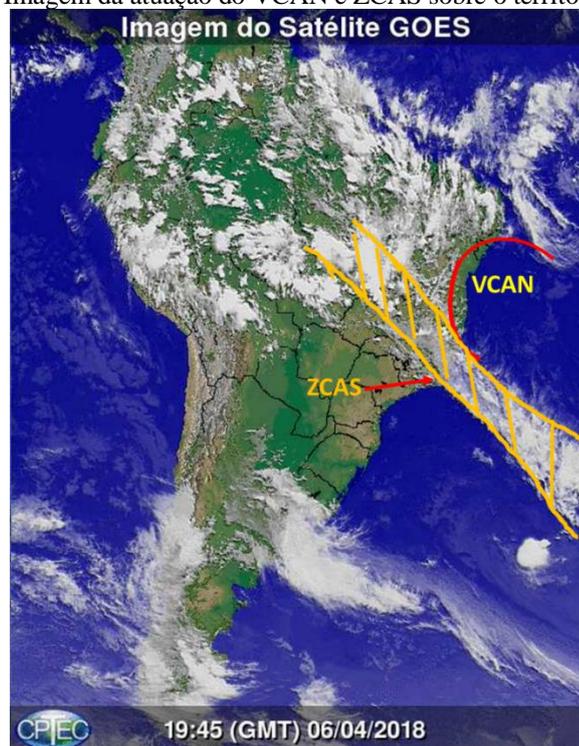


Fonte: Reboita *et al.* (2010).

Os VCANs que atingem o Brasil têm origem tropical e atuam com mais frequência entre os meses de dezembro a fevereiro (excepcionalmente já em novembro) levando a precipitações moderadas a significativas para as regiões Norte e Nordeste (FERREIRA; RAMÍREZ; GAN, 2009). A relação VCAN e a AB ocorre através da circulação em alta troposfera (REBOITA *et al.*, 2010), em vista disso, a AB configura-se como uma circulação anticiclônica de grande escala que acontece na troposfera superior, centrada, em média, no platô boliviano e sua interação com a ZCAS contribui para os episódios de chuvas na região Norte, parte da região Nordeste e Centro-Oeste do país (FERREIRA; RAMÍREZ; GAN, 2009). Precipitações como resultado da ação do VCAN na costa leste de Pernambuco dependem da posição do VCAN na atmosfera em relação ao continente, ou seja, se o determinado local vai estar na borda (chuvosa) ou no centro (seco) do sistema (FIGURA 18).

A ZCAS, tem o VCAN como sistema de composição, ou seja, típico do verão na América do Sul, cujo formato apresenta-se como uma faixa de nebulosidade orientada no sentido NO/SE, sendo responsável por precipitações do centro-sul da Amazônia, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, todavia, a depender das influências da AB e do VCAN, a ZCAS pode causar chuvas até no centro-sul da Bahia (FERREIRA; RAMÍREZ; GAN, 2009).

Figura 18 - Imagem da atuação do VCAN e ZCAS sobre o território brasileiro.



Fonte: CPTC/INPE, adaptada pelo autor.

Sobre o setor oriental da região Nordeste existe forte influência dos distúrbios atmosféricos no fluxo de leste, esses são característicos das latitudes tropicais condicionada pelos ventos alísios. A ocorrência anual dos Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs) pode ser associada a menor frequência durante períodos de El Niño e maior no decorrer da fase de La Niña (GOMES *et al.*, 2019). Todavia, os processos de intensidade de precipitações não são associados a exclusivamente a estes fenômenos de escala global (El Niño/La Niña), pois fatores de escala regional e local são mais significativos para episódios de eventos extremos ocasionado pelas Ondas de Leste durante a estação chuvosa do leste do Nordeste brasileiro (OLIVEIRA; SANTOS E SILVA; LIMA, 2017).

As ondas de leste ou Distúrbios de Ondulatório de Leste segundo Varejão-Silva (2006) são perturbações atmosféricas que ocorrem nos trópicos sob a forma de conglomerados de nuvens convectivas. Estas se deslocam para oeste, acompanhando um cavado barométrico, que provoca movimento ascendente, na parte posterior do cavado e divergência à sua frente, caracterizando movimento vertical subsidente e está geralmente associada a eventos extremos, podendo precipitar um excessivo quantitativo pluviométrico em poucas horas.

Em uma definição mais atualizada, Gomes *et al.*, (2015; 2019) indica que os Distúrbios Ondulatórios de Leste são perturbações quase-periódicas de escala sinótica condicionadas pelo regime de ventos alísios com predomínio em relação à ocorrência durante a estação chuvosa com duração média de 5 a 6 dias. Em estudo realizado por Pontes da Silva (2011) foi evidenciado que esse sistema atmosférico é responsável por 70% da precipitação da costa leste do nordeste brasileiro, principalmente entre os estados de AL e RN durante a estação chuvosa, todavia, sua contribuição com as chuvas nas latitudes do sul e do leste da Bahia são pouco significativas (GOMES *et al.*, 2019).

Para Machado *et al.* (2009) as ondas de leste africanas são mais facilmente detectáveis em relação às ondas que agem sobre a América do Sul, consideradas menos ativa no contexto sinótico, contudo, este mecanismo atmosférico tem ação fundamental na modulação da convecção na maioria dos eventos de escala mesossinótica provenientes do oceano no Nordeste brasileiro. Essas que perturbações, que em uma carta meteorológica de superfície assumem o aspecto de uma faixa em forma de I, de V ou de vírgula, estão no bojo de uma onda senoidal no campo do escoamento do ar, associada ao cavado, o qual avança com o tempo (VAREJÃO-SILVA, 2006).

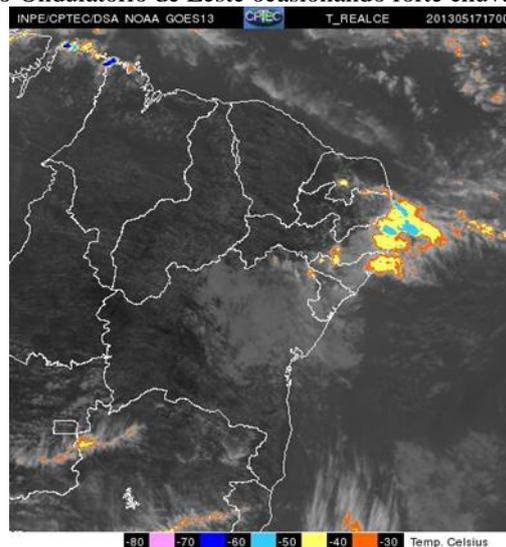
Segundo Krishnamurti *et al.* (2013) para localizar essas “ondas” é necessário observar até 24 horas a mudança no campo de pressão de superfície, já que a alteração da pressão ocorre com a passagem da onda, e, dessa forma, conduz a diminuição da pressão à frente e

consequentemente o aumento da pressão atrás do eixo da mesma. As ondas representam um problema de previsão muito difícil para os meteorologistas em relação à quantidade de precipitação.

Em uma análise climatológica sobre as ondas de leste, Gomes *et al.* (2019) observou o comportamento da DOL com base de imagens de satélite ao longo de 21 anos (1989 – 2009), identificando nesse período 518 ocorrências de Distúrbios Ondulatórios de Leste, considerando o desvio padrão, observou-se que 504 chegaram ao leste do nordeste brasileiro, ou seja, 97% do respectivo fenômeno atmosférico, dos quais 64% foram associados a processos de convecção, sendo 14% desses eventos, com intensidade para atravessar a região Nordeste chegando até a Amazônia.

Os meses de maio, junho e julho constituem-se nos meses mais chuvosos da faixa leste de Pernambuco e o principal evento atmosférico responsável, sendo os cavados barométricos gerados no Oceano Atlântico Sul que se configura DOL (FIGURA 19), alimentados pelos ventos de leste os quais são intensificados pela expansão do ASAS durante o período outono/inverno (GIRÃO *et al.*, 2013). Há de salientar que foi identificado de acordo com Gomes *et al.* (2019) o principal sistema associado à formação dos Distúrbios Ondulatórios de Leste durante a estação chuvosa no leste do nordeste brasileiro, as Frentes Frias, principalmente atrelado a eventos convectivos.

Figura 19 - Exemplo de Distúrbio Ondulatório de Leste ocasionando forte chuvas no Saliente Nordestino.



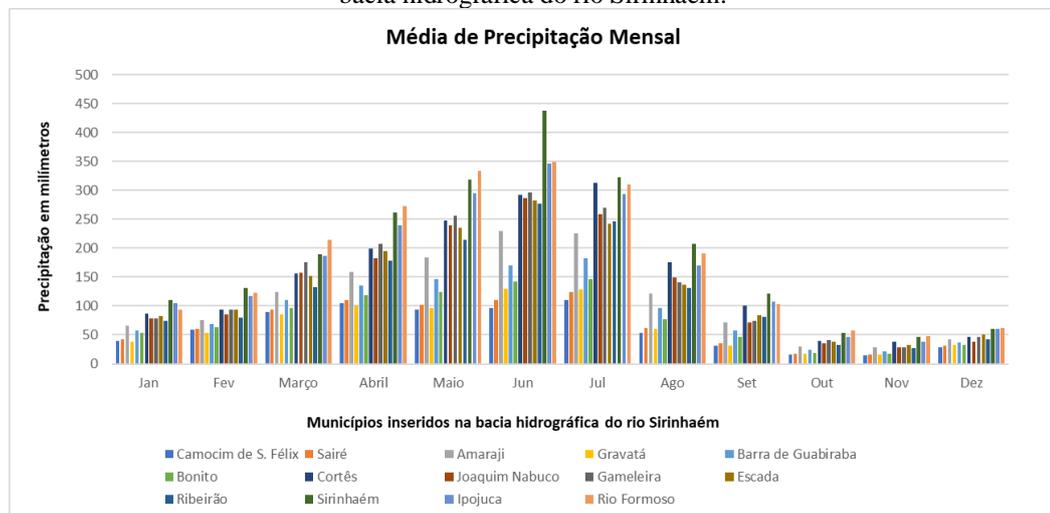
Fonte: CPTEC/INPE, 2013.

Este padrão dos meses mais chuvosos no setor leste do Nordeste brasileiro também é corroborado por Oliveira, Santos e Silva e Lima (2017) ao analisar dados pluviométricos de

1972 a 2002, que confirmam a estação chuvosa iniciando em março, abril e maio (outono) com seu pico de eventos pluviométricos ocorrendo em junho, julho e decrescendo a partir de agosto.

No gráfico abaixo (FIGURA 20) está inserido os dados de precipitação média mensal por município presentes na BHRS dos últimos 30 anos disponibilizados pela Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC). Se observa, os meses mais chuvosos na Zona da Mata e Litoral do Estado de Pernambuco coincidem com o outono-inverno austral. Entre os dados, destaque para os municípios de Sirinhaém, Ipojuca e Rio Formoso com as maiores médias de precipitação nos meses de maio, junho, julho e agosto.

Figura 20 - Dados da média dos últimos 30 anos relacionado precipitação mensal dos municípios inseridos na bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.



Fonte: APAC, adaptado pelo autor.

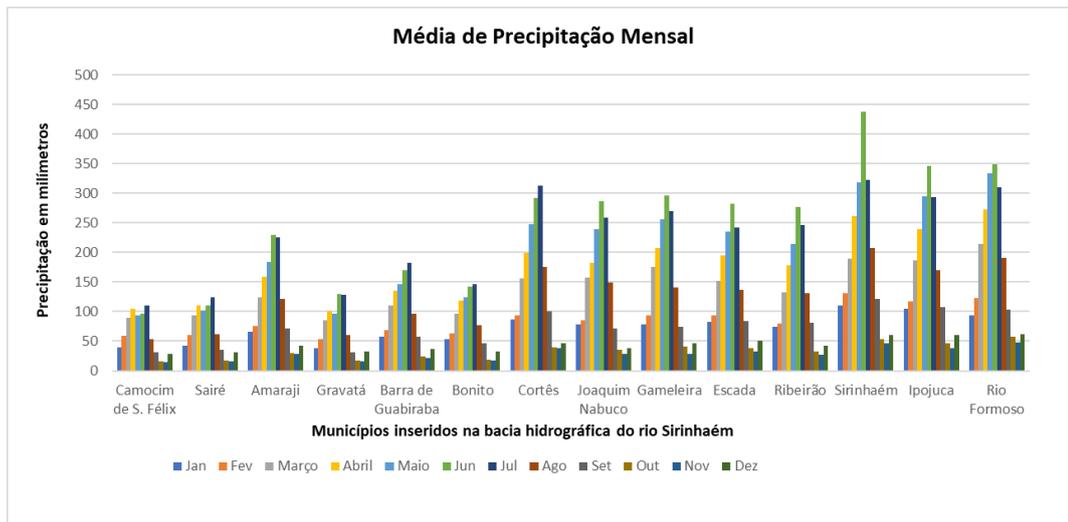
Há de salientar que sistemas atmosféricos de grande, meso ou microescala interagindo de maneira simultânea pode acarretar eventos pluviométricos acima da média. Por conseguinte, foi esse tipo de fenômeno ocorrido entre os dias 16 a 19 de junho de 2010 na Zona da Mata de Pernambuco. As respostas do sistema de drenagem, principalmente sobre as bacias hidrográficas do Una e Sirinhaém, se deu a partir de fortes inundações, causando destruição, prejuízo e óbitos nas cidades localizadas as margens dos canais principais, no médio e baixo curso dos rios (GIRÃO *et al.*, 2013).

Além dos sistemas elencados acima, sobre o setor leste do Nordeste brasileiro há uma forte atuação dos sistemas de brisas (terrestres e marítimas), causadoras de precipitação durante o ano todo, todavia, com atuação mais significativa durante o inverno. Os sistemas de brisas podem atuar concomitantemente com os DOLs durante o período de maior precipitação, como os meses de maio, junho e julho. Essa condição é dada pela direção dos ventos advindos do quadrante SE, onde a atividade atrelada a circulação de brisas marítimas advecta bandas de

nebulosidade para o continente. Esta dinâmica conduz aos processos de precipitação durante o período da manhã (brisa marítima) ou pela noite (brisa continental). Processos de precipitações intensas podem estar associados a Convergência dos Alísios e Brisas Terrestres durante o período chuvoso no leste da região Nordeste (KOUSKY, 1979; MOLION; BERNARDO, 2002; GIRÃO *et al.*, 2013; DINIZ; OLIVEIRA, 2016; SOUSA *et al.*, 2016).

Quando os dados são organizados considerando a localização dos municípios sobre a bacia hidrográfica do rio Sirinhaém (FIGURA 21) observa-se o aumento da média pluviométrica nas localidades do médio e baixo curso da supracitada bacia hidrográfica, enquanto os setores do alto curso apresentam médias pluviométricas menores. Desse modo, ficam evidentes, através da precipitação, que os setores de agreste e zona da mata característico da paisagem da área de estudo apresentam médias pluviométricas distintas, com reflexos na dinâmica superficial da paisagem. Percebe-se, portanto, um aumento significativo da média pluviométrica a partir do município de Cortês e, posterior, crescimento gradativo em relação aos territórios mais próximos ao litoral. Por conseguinte, observa-se que as dinâmicas climáticas de sistemas como DOLs e brisas marítimas são mais influentes até Cortês, início da zona da mata, e menos sobre os municípios do agreste.

Figura 21 - Média mensal de precipitação dos últimos 30 anos organizados por setor altimétrico da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.



Fonte: APAC, adaptado pelo autor.

Portanto, procurou-se compreender a dinâmica dos dois principais sistemas atmosféricos atuantes na BHRS. O regime pluviométrico trazido por elas, atrelado ao contexto

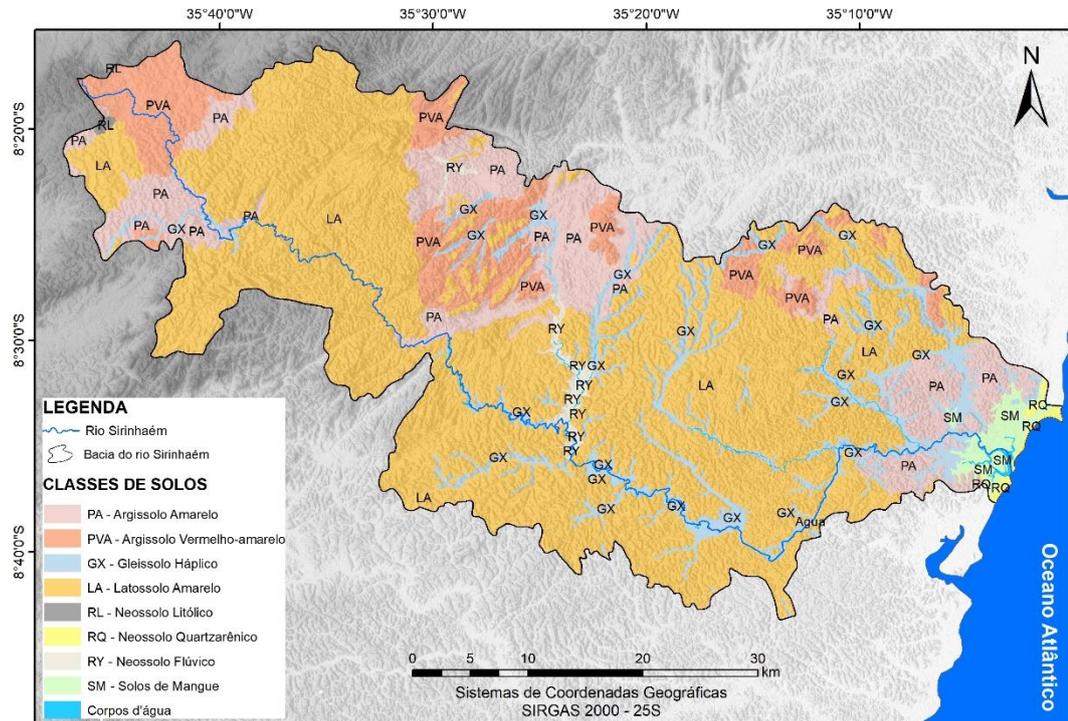
morfoestrutural da bacia hidrográfica em estudo, vão ser decisivos para a gênese e organização espacial das tipologias de solos descritos a seguir.

### **3.1.4 Distribuição espacial e tipos de solos que compõe a bacia hidrográfica do rio Sirinhaém**

Os solos denotam a relação entre as dinâmicas climáticas, relevo sendo fundamentais na estruturação da vegetação. Isto posto, os solos constituem uma parcela tridimensional e dinâmica da superfície, com características peculiares internas e externas, assim como, limites bem definidos por processos pedogenéticos. Portanto, são formados a partir da exposição das rochas que compõe a litosfera à atmosfera, expostas ao calor do Sol, umidade das chuvas, crescimento de organismos, onde estes combinados dão início a processos químicos e físicos sobre os minerais constituintes da rocha mãe (PAMIERI; OLMOS, 2006; LEPSCH, 2002).

A distribuição espacial dos solos na bacia do rio Sirinhaém é observada no mapa de solos baseado no trabalho de representação espacial dos solos de estado de Pernambuco conforme o Sistema Brasileiro de Classificação dos solos – SIBCS (2006) de escala de 1:100.000 (FIGURA 22). Observa-se sobre a área um espesso manto de intemperismo, principalmente onde foram identificados os Latossolos Amarelos, resultado, tanto de dinâmicas climáticas pretéritas e atuais.

Figura 22 - Mapa dos tipos de solos que compõe a bacia do rio Sirinhaém.



Fonte: Embrapa (2006) adaptado pelo autor.

Com visível predomínio dos Latossolos Amarelos, tanto em trechos do alto e médio curso da bacia. Os latossolos apresentam horizonte B latossólico, têm como aspecto principal uma evolução muito avançada com atuação expressiva do processo de laterização, também conhecido como ferratização, resultando em intemperização intensa dos minerais primários e, até mesmo, os secundários de menor resistência. Ocorre nesse tipo de solo a concentração relativa de argilominerais resistentes e/ou óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio (EMBRAPA, 2018). Esses solos representam bem o ambiente de forte umidade que compõe a região da Zona da Mata Sul de Pernambuco.

Setores da bacia hidrográfica é composto por Argissolos Vermelho-amarelo, tanto no alto, quanto no médio curso. Esses tipos de solos são constituídos por material mineral, com características diferenciais a presença de horizonte B textural de argila de atividade baixa, ou atividade alta desde que conjugada com saturação por bases baixas ou de caráter alumínico, em alguns casos, pode haver a presença de um horizonte B textural (EMBRAPA, 2018). Os Argissolos amarelos também se fazem presente nos três compartimentos da bacia do rio Sirinhaém e a variação de cores ocorre devido a variáveis referente drenagem, por conseguinte, as diferenças de coloração dar-se-á se o solo é forte ou imperfeitamente drenado (EMBRAPA, 2018). Desse modo, sua posição no contexto topográfico deve ser um fator preponderante.

Ao seguir os principais cursos fluviais da bacia hidrográfica do Sirinhaém observa-se a presença dos Gleissolos Hápicos. Os Gleissolos compreendem solos minerais, hidromórfico, que apresentam horizonte glei dentro de 50 cm a partir da superfície ou a profundidade maior que 50 cm e menor igual a 150 cm desde que imediatamente abaixo dos horizontes A ou E. Esse tipo de solo se encontra permanente ou periodicamente saturado por água, conseqüentemente, o processo de gleização decorre do ambiente redutor virtualmente livre de oxigênio dissolvido em razão dessa saturação, manifestando cores acinzentadas, azuladas ou esverdeadas. Formam-se comumente em sedimentos recentes próximos a cursos d'água e/ou materiais colúvio-aluviais sujeitos a condição de hidromorfia, topograficamente condicionado a relevos planos, terraços fluviais, lacustres ou marinhos (EMBRAPA, 2018).

Ainda dentro do ambiente fluvial observa-se os Neossolos Flúvicos, estes constituídos por material mineral ou por material orgânico pouco espesso com pouca alteração em relação ao material original devido à baixa intensidade de atuação de processos pedogenéticos, seja por fatores inerentes ao material de origem ou questões relacionadas ao clima, relevo ou tempo (EMBRAPA, 2018).

Outros dois tipos de Neossolos contemplam a bacia do rio Sirinhaém, são eles: Neossolo Litólico no alto curso da bacia e o Quartizarênico no baixo curso, já sobre influência de processos costeiros. Na denominada planície costeira da respectiva bacia hidrográfica vão se destacar os Solos de Mangue, a qual forma a base para esse ambiente ecológico tão importante das áreas litorâneas do Brasil.

É importante salientar que a maior parte da bacia do rio Sirinhaém é constituída pelo uso e ocupação da terra dominado pela cultura temporária da cana-de-açúcar, essa responsável pela exploração dos solos a mais de 500 anos. No alto curso já se tem um predomínio da pecuária. Com relação ao mapa de uso e ocupação da terra não se fez necessário por não contribuir diretamente com o resultado da pesquisa, com um caráter estrutural e tectônico, portanto, não foi realizado.

## 4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Os objetivos propostos neste estudo passaram por dois procedimentos metodológicos principais básicos.: i) análise morfológica, ou seja, relacionando as formas de relevo da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém, juntamente com a rede de drenagem; ii) análise morfométricas das bacias hidrográficas que compõe a bacia hidrográfica do rio Sirinhaém e suas respectivas redes de drenagem. Por fim, a função dessas propostas será a formulação do modelo de evolução da bacia hidrográfica em estudo com escala temporal evidenciando principalmente os acontecimentos pós-rifte.

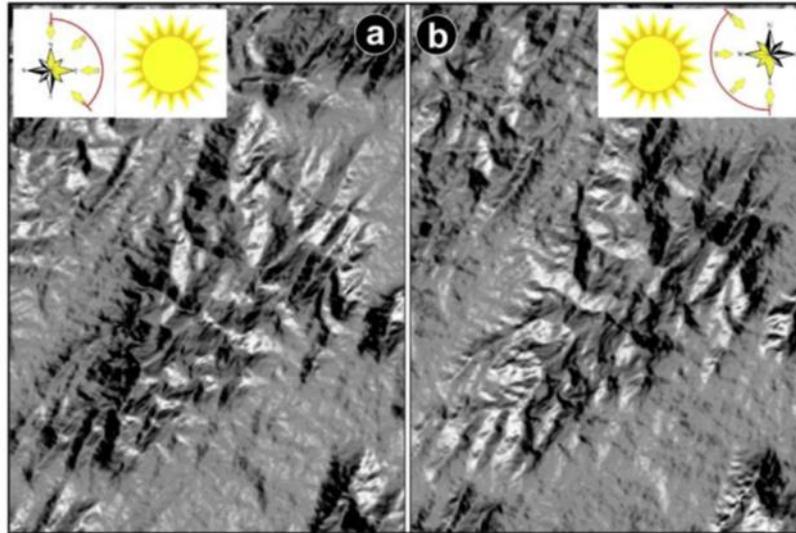
### 4.1 PARÂMETROS MORFOLÓGICOS

Aqui foram utilizados três procedimentos principais de análise morfológica as quais são: i) extração de fotolineamentos estruturais; ii) Mapeamento morfoestrutural e geomorfológico; e iii) mapeamento de anomalias de drenagem.

A extração de fotolineamentos estruturais seguiu a rotina apresentada por Radaideh *et al.* (2016), a qual se baseia na elaboração de modelos de relevo sombreado multidirecionais. Para a confecção destes utilizou-se imagens de radar disponibilizadas pela European Space Agency, mais especificamente o Copernicus DEM com resolução espacial de 30m por pixel (GLO-30 *Public*).

Os modelos sombreados multidirecionais foram elaborados no software ArcGIS 10.4 através da extensão DEM Surface Tools (JENNESS, 2013). O primeiro destes reúne os azimutes de insolação de 0°, 45°, 90° e 135°, o qual dá um maior realce para os fotolineamentos de relevo negativos, como vales estruturados em falhas e fraturas. O segundo, por sua vez, corresponde a junção dos azimutes de 180°, 225°, 270° e 315° e destaca as feições lineares positivas, como cristas alinhadas como observado no trabalho de Oliveira (2019) (FIGURA 23).

Figura 23 - Modelos sombreados multidirecionais. a - Feições de relevo negativas destacadas; b - Feições de relevo positivas destacadas.



Fonte: Oliveira (2019).

Os fotoneamentos foram extraídos, bem como os canais de primeira e segunda ordem, e posteriormente, exportados para o software *Spring 5.4*, onde foram confeccionados os diagramas de roseta de frequência e comprimento absolutos, no caso das feições lineares de relevo e da rede de drenagem. Com isso, pode-se visualizar o *trend* estrutural predominante. A partir de ambos os modelos os fotoneamentos foram vetorizados manualmente e submetidos ao cálculo de densidade.

O mapeamento morfoestrutural e geomorfológico da área de estudo seguiu as recomendações básicas de Demek (1972), conforme adaptações atreladas a borda oriental do Nordeste brasileiro, principalmente no contexto do Estado de Pernambuco baseado em (CORRÊA *et al.*, 2010; GIRÃO *et al.*, 2013; MONTEIRO, 2015; FONSÊCA; CORRÊA, 2016; FONSÊCA, 2018). A escala de trabalho foi de 1:250.000 e foram utilizadas imagens de radar GLO-30 *Public*, de resolução espacial de 30 m.

A priori, identificam-se os grandes compartimentos morfoestruturais, ou seja, aqueles herdados a partir de uma herança tectonoestrutural relacionada aos principais eventos de reativação Pré-Cambriana e Cretácea. A identificação destas seguiu 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 uma alguma forma de relevo recorrentemente citada na literatura regional (TAVARES *et al.*, 2014).

Salienta-se que as formas de relevo da Zona da Mata Sul de Pernambuco começaram a se estabelecer após a abertura final do Atlântico no Cretáceo Superior, com o decorrer do

processo de rifteamento a margem continental foi submetida a sucessivas fases de soerguimento, dessa forma, as estruturas herdadas do supercontinente Gondwana foram reativadas ao longo das estruturas rúpteis do Pré-Cambriano gerando um conjunto de blocos falhados (GIRÃO *et al.*, 2013).

A delimitação das unidades morfoestruturais e geomorfológicas foi executada manualmente em ambiente SIG, mais especificamente no software ArcGIS 10.4. Para esta, foram utilizados recursos diversificados, como curvas de nível, relevo sombreado e perfis topográficos. Os trabalhos de campo realizados em agosto de 2019 e setembro de 2020 serviram para fazer o levantamento das formas observadas em gabinete e reafirmar o mapeamento.

Diante das formas de relevo mapeadas, foram feitas inferências no que diz respeito ao posicionamento destas na paisagem e seus condicionantes morfoestruturais e morfotectônicos. Com isso buscou-se estabelecer uma relação entre os compartimentos geomorfológicos e os processos de deformação pós-rifte, conforme o modelo lógico qualitativo de Hack (1982).

Para a presente pesquisa é imprescindível realizar o levantamento das características morfológicas da rede de drenagem cujo intuito é fazer a análise dos processos de rearranjo fluvial atual e pretérito dispostos na paisagem, bem como deformações recentes nos perfis longitudinais. Será seguido pressupostos utilizados em outros estudos (BISHOP, 1995; LAVARINI *et al.*, 2016; SORDI *et al.*, 2018, OLIVEIRA, 2019), executou-se uma busca por anomalias de drenagem, como cotovelos de captura, baixos divisores, vales secos, vales desajustados, inflexões decorrentes de controles estruturais, dentre outras feições.

A identificação de anomalias de drenagem foi elaborada em ambiente SIG (ArcGIS 10.4), onde, partir de dados topográficos (GLO-30 *Public*), foi feita a extração da rede de drenagem. As correções e detalhes de setores estratégicos ocorreram com a utilização das imagens do PE 3D e/ou imagens Sentinel 2A disponíveis no site da United States Geological Survey - USGS ou até o Google Earth Pro. Os setores anômalos foram cartografados de forma pontual, conforme metodologia empregada por Sordi *et al.* (2018) e Oliveira (2019).

A resposta aos efeitos morfoestruturais e morfotectônicos no canal principal da bacia hidrográfica do Sirinhaém foram analisados a partir Ouchi (1985), Charlton (2008) e Wohl (2014) adaptado ao contexto da borda oriental do Nordeste. Os diferentes trechos onde o rio Sirinhaém apresentou diferentes contextos como resposta a fatores estruturais e/ou tectônico foram observados no trabalho de campo em setembro de 2020.

O mapa geológico foi organizado a partir da base da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM do Serviço Geológico do Brasil escala 1:1000.000 do ano de 2004.

As cores e a simbologia são as sugeridas pela CPRM que foram respeitadas no processo de preparação do respectivo mapa.

Já o mapa dos tipos de solos inseridos na bacia do rio Sirinhaém foi formatado utilizando a base de dados da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA com escala de 1:100.000 desenvolvido por Araújo *et al.* (2000) do Zoneamento Ambiental de Pernambuco que representa a distribuição espacial dos solos do estado de Pernambuco, de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos. As cores e simbologias também foram sugeridas pelo órgão desenvolvedor e forma respeitadas no processo de preparação.

#### 4.2 ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

A análise da estabilidade dos sistemas fluviais, sobretudo, quando se trata de seu estágio de ajustamento a perturbações externas, os índices morfométricos se apresentam como ferramenta importante na compreensão da evolução das bacias hidrográficas. No cenário referente a margem passiva o uso desses índices vem ganhando destaque em estudos recentes (ANTÓN *et al.*, 2014; SOUZA; PÉREZ FILHO, 2016; ALVES; ROSSETTI, 2017; SORDI *et al.*, 2018; XUE *et al.*, 2018), apresentando resultados diversos que às vezes refletem mais especificidades locais do que reativações tectônicas propriamente ditas (ANTÓN *et al.*, 2014).

Quando se trata de estudos quantitativos na Geomorfologia o objetivo principal é caracterizar os aspectos geométricos e altimétricos das bacias hidrográficas. Portanto, a função das análises morfométricas é explicar como os fatores geométricos se inter-relacionam em diferentes escalas espaço-temporais e controlam o comportamento hidrológico e erosivo das bacias hidrográficas (CHEREM *et al.*, 2020). As técnicas morfométricas são aplicáveis a estudos de escalas de grande dimensão espacial e temporal, como compartimentação do relevo e análise estrutural e evolutiva da paisagem e da rede hidrográfica (SEEBER; GORNITZ, 1983; ETCHEBEHERE *et al.*, 2004, SORDI *et al.*, 2018; CHEREM *et al.*, 2020).

A aplicação dos índices morfométricos se dá em escala de bacias hidrográficas, delimitando-se para isso um conjunto de sub-bacias no entorno dos divisores analisados. Optou-se pela utilização de bacias de 4ª ordem com mais de 10 km de extensão, levando-se em consideração que canais de baixa ordem são mais sensíveis a deformações no seu perfil longitudinal (GARROTE; HEYDT; COX, 2008).

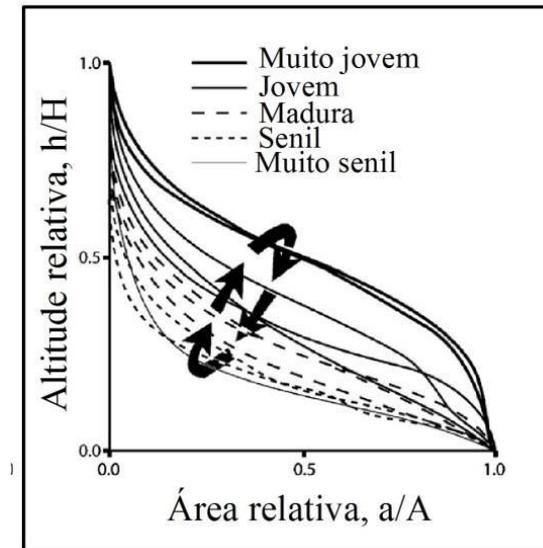
O método atrelado as curvas hipsométricas desenvolvido por Strahler (1952) descreve a distribuição areal das diferentes elevações, embora seja um recuso antigo para entender o estágio de mudanças de uma bacia hidrográfica, é satisfatório do ponto de vista da evolução

dinâmica da paisagem, pois representam a proporção relativa da área de uma bacia abaixo ou acima de uma determinada altitude (STRAHLER, 1952; PÉREZ-PEÑA; AZAÑÓN; AZOR, 2009, OLIVEIRA, 2019; CHEREM *et al.*, 2020).

Strahler (1952) fez contribuições importantes para entender a evolução da paisagem ao estabelecer o exame das métricas topográficas, principalmente as curvas hipsométricas a qual ilustram a distribuição de massa dentro de uma bacia hidrográfica levando em consideração o ponto de maior altitude em relação à proporção da área total da bacia hidrográfica. Portanto, a proposta de Strahler (1952) consistiu em utilizar as curvas para distinguir a idade relativa da bacia hidrográfica em função da diminuição da integral hipsométrica, ou seja, a área sob a curva hipsométrica com o aumento da idade (WOHL, 2014). Pesquisas subsequentes sugerem que as curvas hipsométricas podem ser usadas para inferir a história e os processos de evolução de uma bacia hidrográfica (WOHL, 2014).

O formato da curva hipsométrica mostra se uma bacia hidrográfica está madura ou senil, nesse caso, a forma côncava vai predominar com cotas altimétricas pouco elevadas, o que pode evidenciar um prolongado período de erosão (FIGURA 24). Já as curvas convexas estão relacionadas a bacias jovens, as quais seguem duas linhas de raciocínio interpretativo, o primeiro decorre da ideia de reafeiçoamento tectônico recente e a dissecação ainda não atuou a ponto de rebaixar o relevo nos setores soerguidos, o segundo representam setores de deformações contínuas no tempo, bem como trechos onde as taxas de erosão do relevo são pouco elevadas por conta de controles estruturais (OLIVEIRA, 2019).

Figura 24 - Representação iconográfica das curvas hipsométricas e seus diferentes estágios evolutivos.



Fonte: Modificado de Pérez-Peña, Azañón e Azor (2009), retirado de Oliveira (2019).

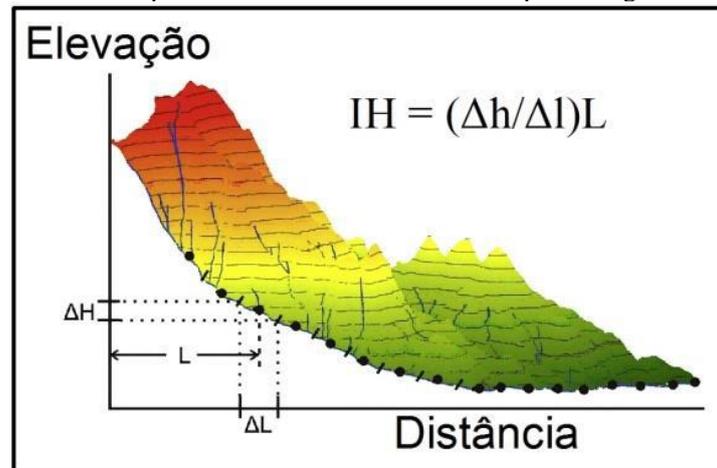
A síntese quantitativa de uma curva hipsométrica é representada pela Integral Hipsométrica (HI), a qual é expressa pela fórmula:

$$HI = (E_{med} - E_{min}) / (E_{max} - E_{min})$$

onde  $E_{med}$  é a elevação média,  $E_{min}$  é a elevação mínima e  $E_{max}$  é a elevação máxima. Valores de HI menores que 0,3 indicam bacias senis enquanto que valores entre 0,3 e 0,6 e maiores que 0,6 se relacionam a bacias maduras e jovens, respectivamente (SARANGI *et al.*, 2001; LAVARINI *et al.*, 2016). As curvas hipsométricas e suas respectivas integrais foram extraídas no software ArcGIS 10.4, a partir da extensão CalHypso (PÉREZ-PEÑA; AZAÑÓN; AZOR, 2009).

O índice de Hack (HACK, 1973) ou Relação Declividade-Extensão (RDE) (ETCHEBEHERE, 2004) se relaciona a energia de um canal em um determinado trecho, sendo, portanto, sensível a alterações na declividade ao longo de um rio, portanto, representa a razão entre a variação altimétrica e a extensão observado em um perfil de um canal fluvial (FIGURA 25). Por estas características, este se apresenta como uma importante ferramenta para a identificação de *knickpoints*, sejam estes de origem litoestrutural ou tectônica (OLIVEIRA, 2019).

Figura 25 - Modelo representativo do Índice de Hack do perfil longitudinal de um rio.



Fonte: Modificado de Gaidzik e Ramírez-Herrera (2017), retirado de Oliveira (2019).

A fórmula utilizada para o cálculo do RDE é a seguinte:

$$RDE = (\Delta h / \Delta l) L$$

onde  $\Delta h$  é a diferença altimétrica entre as isoipsas analisadas;  $\Delta l$  corresponde à distância em linha reta entre as isoipsas; e  $L$  é o trecho efetivo do canal desde a sua nascente até o trecho em que se quer calcular o RDE.

Além disso, é possível também se extrair o RDE do trecho total dos canais analisados. Para isso utiliza-se a seguinte fórmula:

$$RDE_{total} = \Delta H / \log L$$

onde  $\Delta H$  é a relação entre a diferença total de altitude de cabeceira à foz e  $\log L$  o logaritmo do comprimento total da drenagem.

Trechos anômalos, os quais evidenciam *knickpoints*, são classificados de acordo com grau de deformação do perfil longitudinal, conforme metodologia de Seeber e Gornitz (1983). De acordo com esta, nos trechos cuja divisão de seu RDE pelo  $RDE_{total}$  for acima de 2 tem-se a ocorrência de anomalias. Os valores situados entre 2 e 10 correspondem às anomalias de 2º ordem, enquanto nos trechos onde essas forem superiores a 10 ocorrem anomalias de 1º ordem. As anomalias de 1º ordem correspondem aos trechos do canal se situam sobre áreas muito íngremes, o que pode ser um indicador de deformações tectônicas ou um contato litológico entre rochas de resistências contrastantes à erosão. Já as anomalias de 2º ordem estão

relacionadas aos trechos do canal que passam por áreas íngremes mais sutis (OLIVEIRA, 2019).

Os *knickpoints* com valores de RDE anômalos foram extraídos a partir da extensão *Knickpoint Finder* (QUEIROZ; SALAMUNI; NASCIMENTO, 2015; OLIVEIRA, 2019), implementada no software ArcGIS 10.3. Posteriormente, o mapa de densidade dos mesmos, evidenciando-se os setores com mais deformações ao longo do perfil longitudinal dos canais de drenagem. Os setores de densidade de drenagem da bacia do rio Sirinhaém dão base a hipótese de blocos soerguidos a partir da ação das zonas de cisalhamentos que transpassam a bacia hidrográfica. Outra resposta são os *knickpoints* e corredeiras sobre o médio curso do canal principal em contraste a trechos de baixa energia do alto curso.

O fator de assimetria (FA) (HARE; GARDNER, 1985) é um índice que visa identificar a ocorrência de inclinação por possíveis causas tectônicas em uma bacia de drenagem. É a razão entre a área da margem direita de uma bacia hidrográfica e a área total da mesma (EL HAMDOUNI *et al.*, 2008; OLIVEIRA, 2019; CHEREM *et al.*, 2020). O FA é definido pela seguinte equação:

$$FA = 100(Ar/At)$$

onde Ar é a área correspondente a margem direita da bacia e At é a área total da mesma.

Valores de FA próximos ou iguais a 50 sugerem a ausência de atividade tectônica, enquanto que acima (abaixo) deste valor indicam um possível adernamento da margem direita (esquerda) da bacia de drenagem (HARE; GARDNER, 1985; SORDI *et al.*, 2018; OLIVEIRA, 2019; CHEREM *et al.*, 2020). Este foi calculado de forma manual em ambiente SIG.

O último método refere-se ao índice de valores de  $\chi$  o qual corresponde o grau de estabilidade do dos divisores de drenagem é medido a partir da métrica de  $\chi$  (PERRON; ROYDEN, 2013; WILLET *et al.*, 2014). Esta analisa as cotas de elevação nas quais se encontram os atuais canais de cabeceira. Valores contrastantes entre os flancos opostos do divisor indicam sua estabilidade e migração em direção às áreas onde o índice de  $\chi$  é mais elevado, enquanto que onde há equilíbrio tem-se um divisor estacionário (WILLET *et al.*, 2014; FORTE; WHIPPLE, 2018). Os cálculos necessários para isso são elaborados na extensão DvideTools (FORTE; WHIPPLE, 2018), implementada no software MATLAB.

Partindo deste pressuposto, essa metodologia analisa a geometria da drenagem, a altimetria e a inclinação do terreno em diferentes setores para comparar a capacidade de erosão remontante em distintos trechos da linha divisória dos canais entre diferentes bacias

hidrográficas (OLIVEIRA, 2019). Esse parâmetro morfométrico tem sido amplamente utilizado no estudo de evolução a longo termo das bacias hidrográficas como exemplificados por (PERRON e ROYDEN, 2013; WILLETT *et al.*, 2014; SORDI *et al.*, 2018; OLIVEIRA, 2019; CHEREM *et al.*, 2020).

De forma genérica, um mapa de valores de  $\chi$  mostra quais bacias de drenagem possuem a vantagem erosiva e estão avançando sobre as demais por captura fluvial ou outros processos. De outra forma, este pode apresentar um cenário de estabilidade onde o divisor se encontra estacionário (OLIVEIRA, 2019). Por conseguinte, as bacias hidrográficas serão identificadas como agressoras e vítimas no processo de reorganização fluvial (CHEREM *et al.*, 2020). Os setores da drenagem em vermelho indicam avanço de uma bacia sobre a outra, todavia, trechos mais amarelados e azulados indicam relação de equilíbrio. Conhecendo-se as peculiaridades da área analisada e tendo-se em mão o mapa de anomalias de canal, é possível se reconstruir a história do rearranjo da drenagem nos setores estudados, bem como se hipotetizar cenários futuros (OLIVEIRA, 2019).

Os valores de  $\chi$  serão calculados no software MATLAB, a partir do *script DivideTools* (FORTE; WHIPPLE, 2018) e, posteriormente, exportados em formato vetorial e analisados no software ArcGIS 10.4, com intuito de correlação com os outros dados.

Para a confecção e interpretação do modelo de incisão *stream-power* – SPIM (LAGUE, 2014) ou em português modelo de potência fluvial (PEIFER, et al., 2022) foi utilizado o método de Ksn em que se considera o leito rochoso (E) correspondente uma função exponencial da área da drenagem (A), da declividade local dos canais fluviais (S), assim como, de um coeficiente de erodibilidade (K), essa última considera tanto processos erosivos de diferentes tipos de rochas, quanto parâmetros climáticos e hidrológicos (WHIPPLE; TUCKER, 1999; KIRBY; WHIPPLE, 2012; PEIFER, et al., 2020).

Um dos principais desdobramentos do modelo *stream-power* de incisão fluvial (WHIPPLE; TUCKER, 1999; SNYDER et al., 2000; LAGUE, 2014) é a métrica  $k_{sn}$  (KIRBY; WHIPPLE, 2012). A mesma é calculada a partir da normalização da inclinação do canal pela sua área de contribuição à montante (KIRBY; WHIPPLE, 2012; PEIFER et al., 2020). Essa relação é definida a partir da equação

$$k_{sn} = A^\theta \cdot S$$

onde  $A$  é a área de drenagem a montante ( $m^2$ );  $S$  é a declividade do canal (adimensional); e  $\theta$  é uma constante dimensional que representa o ângulo de concavidade do leito do canal. A

variabilidade nos valores de  $k_{sn}$  em uma determinada paisagem pode ser associada à diversos fatores que implicam na alteração das taxas de erosão de longo termo (MUDD et al., 2018; PEIFER et al., 2021), como soerguimento tectônico diferencial (KIRBY; WHIPPLE, 2012; HERGARTEN; ROBL; STÜVE, 2016), variação na resistência litológica (GALLEN, 2018; PEIFER et al., 2021) e condições climáticas (WHITTHAKER, 2012; ADAMS et al., 2020).

O  $k_{sn}$  foi calculado a partir do método integral (PERRON; ROYDEN, 2013) para toda a rede de drenagem da bacia do rio Sirinhaém. Para isso foi utilizado o algoritmo “ChiProfiler” (GALLEN; WEGMANN, 2017), implementado na ferramenta Topotoolbox 2 (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014), em ambiente Matlab. Como  $\theta$  de referência foi utilizado 0,45 para fins de padronização com outros estudos e eventuais comparações de resultados (GALLEN, 2018; PEIFER et al., 2021; MARQUES et al., 2021).

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados consistem na apresentação dos mapas Morfoestrutural e Unidades Geomorfológicas e posterior análise de dados morfométricos. Essas representações cartográficas vão expor as características morfoestrutural e morfotectônica da BHRS e apontar alguns elementos de sua evolução. Posteriormente será apresentado os dados morfométricos como fotolineamento, distribuição espacial dos *knickpoints*, fator de assimetria das subbacias de 4.º ordem, curvas hipsométricas das subbacias de 4.º e 5.º ordem e modelo de incisão fluvial *stream-power* da BHRS. Através desses métodos vamos buscar compreender a evolução morfoestrutural e morfotectônica da área de estudo diante da escala de tempo longo da respectiva bacia hidrográfica.

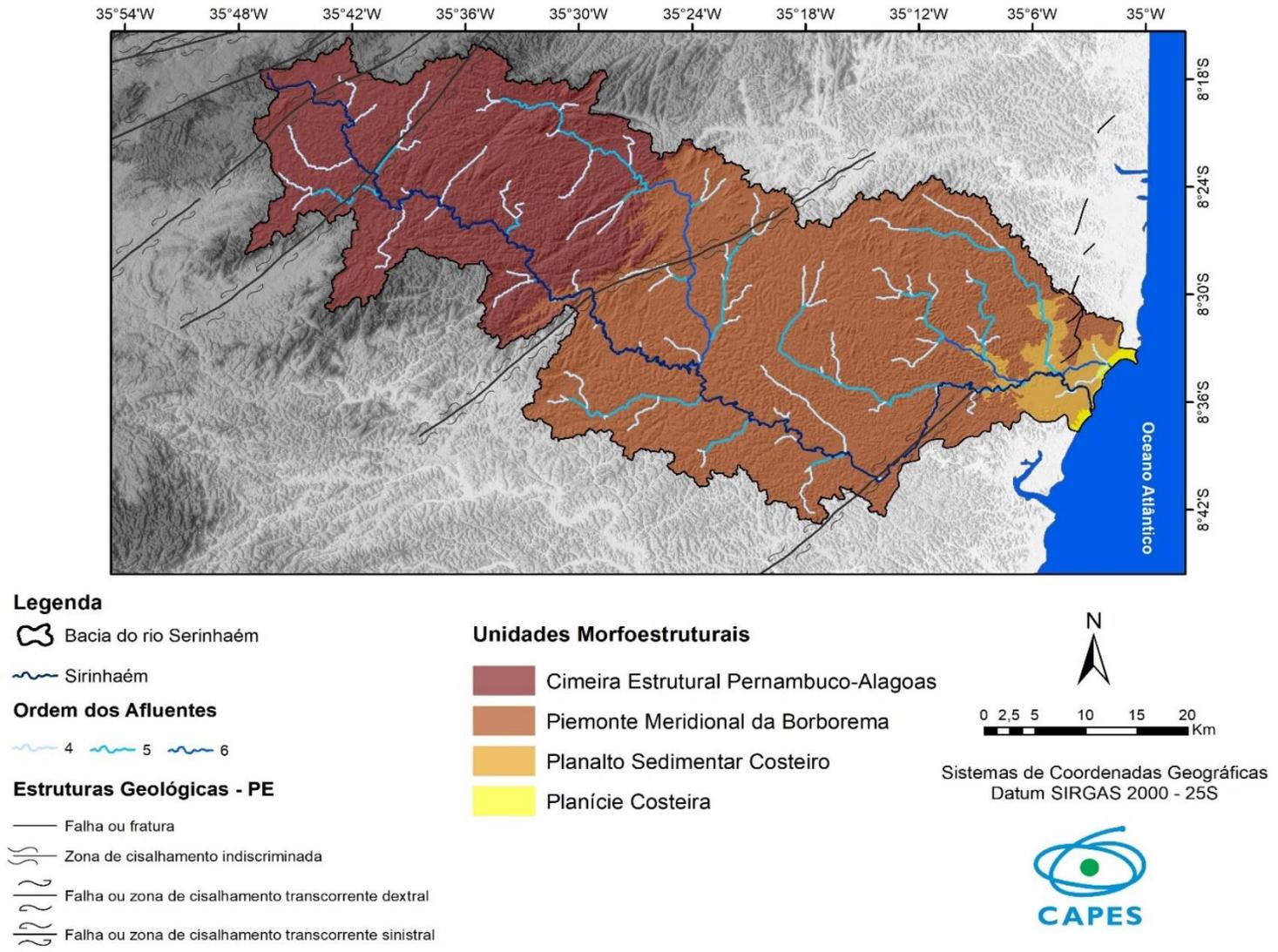
### 5.1 CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL E GEOMORFOLÓGICA DA BACIA DO RIO SIRINHAÉM

A definição das unidades morfoestruturais da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém (BHRS) foram definidas com base em Corrêa *et al.* (2010) e Monteiro (2015) respeitando as nomenclaturas já utilizadas em trabalhos como (TAVARES, 2015; GIRÃO *et al.*, 2013; SILVA, 2016; FONSÊCA; CORRÊA, 2016; FONSÊCA, 2018; GONÇALVES, 2018; FONSECA *et al.*, 2020).

Para o mapeamento morfoestrutural da BHRS, o táxon com 4 unidades foi escolhido para representação das características da área de estudo. Foram delineadas as unidades morfoestruturais denominadas de Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas, Piemonte Meridional da Borborema, Planalto Sedimentar Costeiro, Planície Costeira (FIGURA 26). Sobre as unidades, entrecassam quatro Zonas de Cisalhamento, das quais duas no alto curso da bacia hidrográfica são transcorrentes sinistral, no médio curso, uma ZC indiscriminada. No baixo curso temos outra ZC transcorrente sinistral, e todas atravessam transversalmente a bacia do rio Sirinhaém.

Estas ZC são estruturas secundárias com *trend* regional NE-SW, conforme a base de dados (CPRM, 2000; 2014). Essas estruturas estão, majoritariamente, subordinadas à Zona de Cisalhamento Pernambuco (BRITO NEVES *et al.*, 2000), que tem sentido E-W. As ZC atravessam tanto a bacia hidrográfica do rio Sirinhaém quanto a bacia do rio Una. A ZCPE marca a divisão entre a Zona da Mata Norte e Zona da Mata Sul de Pernambuco (BEZERRA *et al.*, 2008; GIRÃO *et al.*, 2013).

Figura 26 - Unidades Morfoestruturais da BHRS.



Fonte: o autor a partir da base de dados GLO-30 *Public* de resolução de 30m.

Como ocorre na conjuntura do denominado saliente nordestino a margem continental arqueada exibe drenagens que precedem ao processo do rifte. No caso das drenagens advindas do Planalto da Borborema, os controles herdados se manifestam no sentido da escarpa, sobretudo, os principais rios da borda leste que atingem o litoral oriental (CORRÊA *et al.*, 2010; MONTEIRO e CORRÊA, 2020). Desse modo, os canais fluviais das bacias hidrográficas dessa área são ajustados a zonas de fragilidades associadas a zonas de cisalhamento do Proterozoico reativadas no Cenozoico (MONTEIRO e CORRÊA, 2020).

A Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas é definida por Corrêa *et al.* (2010) como delimitada a partir das imediações do Município de São Caetano em Pernambuco, topograficamente apresentam feições mais homogêneas em relação aos setores circunvizinhos. A variação altimétrica fica em torno de 600 a 700 metros no setor entre São Caetano e Garanhuns. Todavia, a bacia do rio Sirinhaém, ao contrário de suas bacias fronteiriças, no caso do Ipojuca e Una, tem sua cabeceira localizada muito mais próxima da borda da escarpa do Planalto da Borborema (MONTEIRO e CORRÊA, 2020).

Na BHRS a Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas apresenta variação altimétrica entre 750 a 250 m (FIGURA 27). Está inserida nas litoestruturas Corpo Plúton sem Denominação, Corpo Granitóide indiscriminado do brasileiro, Suíte intrusiva leucocrática peroluminosa, Complexo Belém de São Francisco com variado conjunto de rochas de idades que vão desde o Proterozoico até o Neoproterozoico. As três primeiras unidades geológicas predominam rochas ígneas como granitos, granodioritos, dioritos, granitoides entre outras. Sobre o domínio do Complexo Belém de São Francisco prevalecem rochas metamórficas relacionadas a metagranitoides, ortognaisses, migmatitos, entre outras (CPRM, 2004).

Onde se encontra as rochas metamórficas da litoestrutura do Complexo Belém de São Francisco identificam-se sobre a superfície cristas residuais destacadas na paisagem geomorfológica. Também são evidentes vales estruturais por onde drenagens dos afluentes do rio Sirinhaém se encaixam com canais fluviais de padrão retilíneo típico de forte influência da estrutura na adaptabilidade do sistema fluvial. Todavia, o manto de intemperismo formado nesses trechos impossibilitou a visualização de fraturas ou falhas em campo. O que foi considerado foram as estruturas mapeadas pela CPRM (2004) e como os canais fluviais se adaptaram a esse contexto.

O vale estrutural destacado na figura 27 (letra A) está sobre a mesma geologia, ou seja, o Corpo Plúton sem Denominação onde as rochas predominantes são o Diorito, Granito, Granodiorito e Monzonito de idade Neoproterozoica de acordo com a CPRM (2000; 2004). Essas rochas são todas de origem ígnea intrusiva de composição mineralógica diversa, como

por exemplo, as características gerais de um granito é a predominância de quartzo, seguido por feldspato e muscovita, enquanto o diorito ocorre a presença de plagioclásio, anfibólio e biotita em pequena quantidade (MENEZES, 2013).

Os canais fluviais, denominados de Riacho Renon, Riacho Carangueijo, Riacho Laranjeiras e Riacho dos Macacos, exibem a mesma direção NE/SW das zonas de cisalhamento secundárias presentes na Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco (BHRS). O Riacho Renon se encaixa na zona de cisalhamento transcorrente sinistral no setor do baixo curso (canal de quinta ordem), onde apresenta as maiores declividades em suas encostas, variando entre 31° e 46° graus de inclinação. Grande parte do trecho está sobre a unidade geológica Plúton sem Denominação, que possui composição litológica diversa, como granito, granodiorito, monzogranito, entre outros. Portanto, quando o trecho final do Riacho Renon (3,2 km) se encaixa na zona de cisalhamento mencionada anteriormente, ele está sob a mesma unidade geológica, indicando que esse segmento retilíneo sofre forte influência da ação da zona de cisalhamento transcorrente sinistral que atravessa o BHRS.

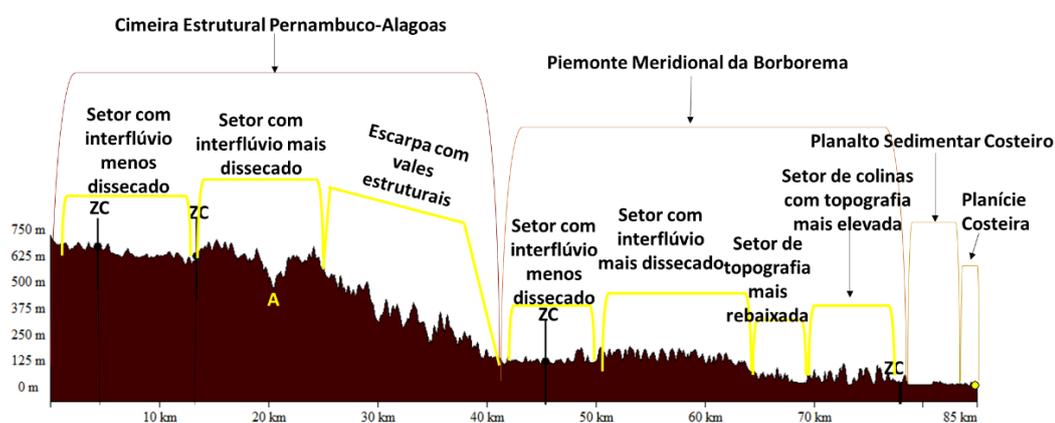
O Riacho Carangueijo segue quase que totalmente sob a unidade geológica denominada Corpo Plúton sem Denominação, em um curso retilíneo com declividades acentuadas, variando entre 31° e 46° graus. Embora esse canal não seja atravessado por uma zona de cisalhamento (ZC), sua direção está definida a partir das estruturas que cortam transversalmente a bacia hidrográfica do rio Sirinhaém (BHRS), com encostas íngremes entre 31° a 46° graus de inclinação. Já o Riacho dos Macacos apresenta uma característica interessante: ao passar pela ZC indiscriminada, ocorre uma inflexão e, posteriormente, um ponto de ruptura com desnível topográfico de mais de 2 metros. O detalhamento desses pontos de rupturas e padrão retilíneo desses canais fluviais serão detalhados posteriormente.

É possível que a gênese evolutiva da formação deste vale estrutural sejam esforços tectônicos pretéritos as quais tenham fraturado as rochas desse setor e a drenagem se aproveitado dessas zonas de fraqueza. Sobre o vale estrutural é o riacho Carangueijo que se destaca com seu formato retilíneo separado do rio Amaraji apenas por um divisor em processo de dissecação. O rio Aripibu também segue um padrão retilíneo até se encontrar com o rio Amaraji, todavia, está em um setor rebaixado topograficamente, situação bem diferente da bacia do rio Camaragibe a leste de sua localização. Embora esses padrões retilíneos dos canais fluviais das sub-bacias pertencentes a BHRS apontem para considerável controle estrutural, presença de falhas ou fraturas não são observadas facilmente na paisagem, foram mascaradas pelo manto de intemperismo e uso e ocupação da terra.

Como proposto por Lima Filho *et al.* (2005) e corroborado por Monteiro (2015); Monteiro e Corrêa (2020) o setor ao sul da ZCPE, desde o Aptiano, já possuía um nível de base estabelecido as quais condicionaram a direção das drenagens, além disso, obteve uma resposta rúptil das zonas de fraqueza durante à abertura do oceano Atlântico Sul até o Cenozoico, todavia, na chamada Zona Transversal, ou seja, entre a ZCPE e ZCP ocorre uma resposta flexural.

Figura 27 - Identificação das morfoestruturas no perfil longitudinal.

**Perfil Longitudinal da bacia hidrográfica do Sirinhaém**



Fonte: o autor a partir da base de dados GLO-30 *Public* de resolução de 30m.

As características reológicas influenciaram no tipo de respostas entre os setores das principais ZC da borda leste do nordeste brasileiro (CORRÊA *et al.*, 2010; GIRÃO *et al.*, 2013; MONTEIRO; CORRÊA, 2020). Não obstante, é importante salientar em termos de observação da paisagem geomorfológica o condicionamento rúptil ao sul de ZCPE não se configura tão proeminente na superfície como a estrutura de blocos falhados do Sudeste do Brasil. Ao contrário, o relevo emerso por um capeamento intemperizado devido à forte umidade do clima tropical mascara esses aspectos, como já abordado por (GIRÃO *et al.* 2013). Por conseguinte, são através dos cursos fluviais que essas rupturas são mais visíveis e os ajustes e mutabilidade da rede de drenagem adaptada aos condicionantes estruturais e/ou tectônicos ficam mais evidentes.

O setor correspondente ao Piemonte da Borborema, foi definido morfologicamente por Fonsêca *et al.* (2016); Fonsêca (2018); Fonsêca *et al.* (2020) por apresentar formas convexas com diversos graus de isolamento e agrupamento. Na bacia hidrográfica do Sirinhaém o Piemonte exhibe uma variação altimétrica entre 250 a 125 metros. A peculiaridade ocorre pelo

fato da seção mais rebaixada se encontrar influenciada pela ZC indiscriminada de *trend* regional NE-SW e, posteriormente se tem a elevação altimétrica que chegam aos 250 metros. Por certo, trata-se de litoestruturas distintas neste trecho composta pela Unidade Cabrobó 4 com rochas metamórficas, Suíte intrusiva leucocrática peroluminosa e o Corpo Plúton sem Denominação e suas rochas ígneas, denotam erosão diferencial por resistência distinta aos processos de intemperismo e erosão. Todavia, por estar entre duas ZC não se pode descartar controles tectônicos pretéritos condicionando a topografia.

Reativações tectônicas do Quaternário analisada por Correia Filho *et al.*, (2019) em que observa-se os *knickpoints* no canal principal da bacia hidrográfica do rio Una, estruturas em flor em trechos de leito rochoso identificada por seções sísmicas 2D, planos de falhas escalonados e fraturas ortogonais em rochas do leito rochoso do rio, além, de plano de falhas e fraturas na Formação Barreiras nas proximidades de São José da Coroa Grande são evidências de esforços tectônicos em áreas ao sul do Lineamento Pernambuco. Cabe salientar o fato da bacia hidrográfica do rio Una e do rio Sirinhaém compartilham das ZC de direção NE-SW, portanto, as reativações ocorridas ao sul da bacia hidrográfica do Sirinhaém podem refletir também sobre as zonas de fraqueza do mesmo.

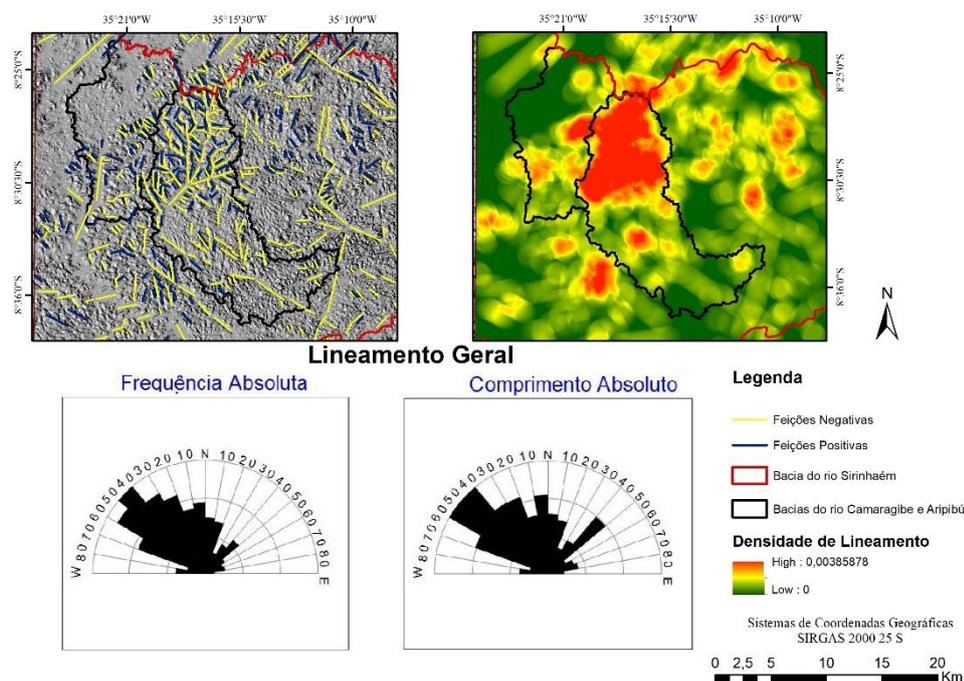
Quando analisamos a bacia hidrográfica do Camaragibe e do Aripibú no setor correspondente ao Piemonte Meridional da Borborema, foi identificado uma topografia mais proeminente nas seguintes unidades geológicas distintas, Complexo Cabrobó 4, Suíte leucocrática peroluminosa e Complexo Belém do São Francisco. No setor onde ocorre a densidade de lineamentos indicado no trabalho de Silva *et al.* (2019) ocorre repetidos padrões retilíneos dos topos de colinas e vales, o que pode sugerir um forte condicionamento tectono-estrutural.

No supracitado estudo de Silva *et al.* (2019), a análise efetuada a partir de fotolineamento se dirigiu para a interpretação de que a maioria dos lineamentos segue um *trend* diferente do regional, ou seja, as Zonas de Cisalhamentos regionais têm direção NE-SW, todavia, o *trend* local se mostra NW-SE. Estes lineamentos foram traçados sobre o seguimento dos topos das colinas e os padrões retos dos vales e canais fluviais. Isto posto, pode indicar que houve uma superposição de diferentes eventos tectônicos, sugerindo uma hipótese que possivelmente uma reativação do Cretáceo fraturou essa área em um *trend* diferente das ZCs Pré-cambrianas (FIGURA 28).

Todavia, é uma hipótese ainda muito preliminar, necessitando de individualização das rosetas indicando o direcionamento dos *trends* positivos e negativos, além de apontar o regime deformacional. O que se percebe, inicialmente, é um adensamento de feições retilíneas na bacia

hidrográfica do rio Camaragibe com uma topografia mais destacada, comparada a área rebaixada da bacia hidrográfica do rio Aripibu. O que se tem de evidência é o registro na paisagem como demonstrado pelo próprio rio Camaragibe, em que a morfologia da área aponta que o mesmo seguia a direção NE-SW e, posteriormente, infletiu para o *trend* atual. Portanto, os principais canais da região passam a infletir para o *trend* NW-SE (SILVA *et al.* 2019).

Figura 28 - Mapa de lineamentos e densidade de lineamentos das bacias do rio Aripibú e Camaragibe.



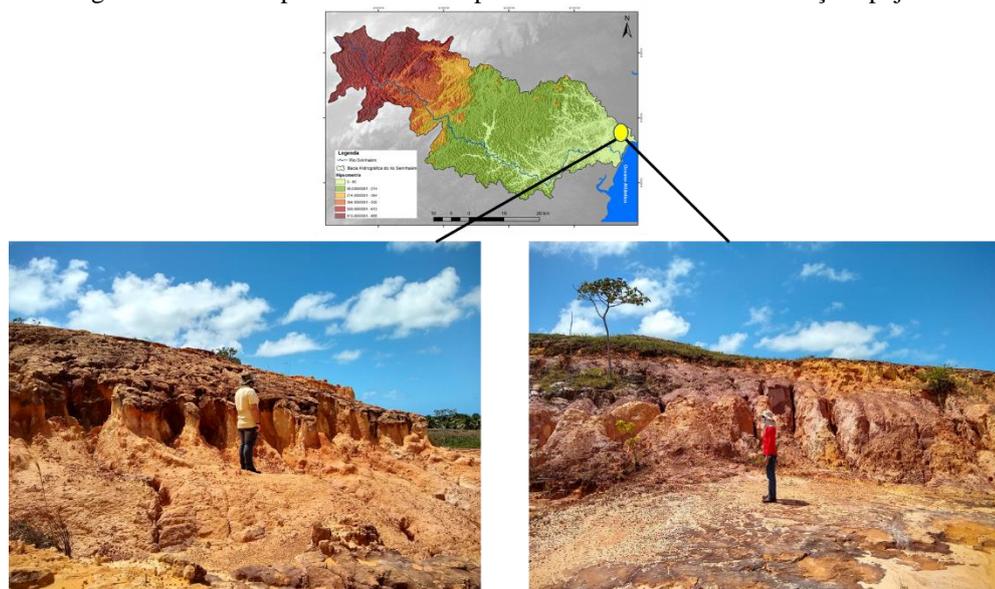
Fonte: Silva *et al.* (2019).

No mapa e análise de fotolineamento da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém para interpretação do contexto regional. Buscou-se demonstrar alguns resultados que corroborassem com a hipótese que a BHRS exibe setores topográficos rebaixados seguidos de trechos elevados como demonstrado no perfil longitudinal da bacia hidrográfica em pauta. As análises morfométricas posteriores ratificam essa configuração do relevo.

Na bacia hidrográfica do rio Sirinhaém, em seu baixo curso referente ao segmento entre o final do Piemonte Meridional da Borborema e o Planalto Sedimentar Costeiro, se manifestam uma rede de fraturas sobre a Formação Ipojuca (8°,528, -35,027), identificadas como possível resultado de esforços das falhas presumidas por dados geofísicos exibidos no mapa de Unidades Geológicas (CPRM, 2004). Essas fraturas têm direções NW/SE e N/S que servem de segmento preferencial dos processos erosivos.

As reativações das ZC como reflexo de estresses pós-rifte ocorridos na Bacia Sedimentar PE evidentes nos estudos de (LIMA FILHO, 1998; LIMA FILHO *et al.*, 2006; VASCONCELOS *et al.*, 2019; CORREIA FILHO *et al.*, 2019), não ficam evidentes na BHRS devido ao avançado processo de intemperismo que descaracterizou as antigas estruturas do depósito (FIGURA 29).

Figura 29 - Intenso processo de intemperismo e erosão sobre a Formação Ipojuca.



Fonte: Acervo do autor.

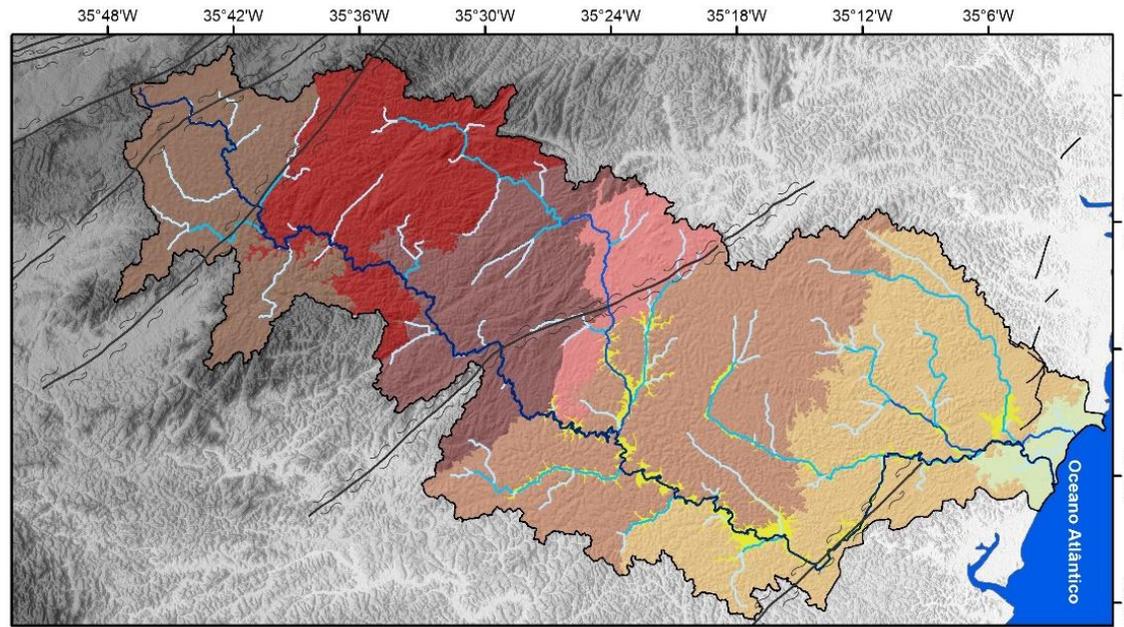
A explicação para o reduzido registro sedimentar pode estar relacionada com o trabalho de Vasconcelos *et al.* (2019) que aponta um sistema de Horst e Grábens sobre a Bacia Pernambuco. A bacia hidrográfica do rio Sirinhaém fica no contexto regional do gráben de Piedade, portanto uma área rebaixada o que facilitou, juntamente com a questão climática atual e pretérita, a dissecação e evacuação desses sedimentos, restando poucos testemunhos na paisagem.

Para a análise das Unidades Geomorfológicas da BHRS, foram identificadas as respectivas unidades: Cimeira Estrutural Dissecada entre 800 a 650 m, Cimeira Estrutural Dissecada entre 700 a 600 m, Escarpa, Modelado Dissecado com Cristas Residuais, Modelado Colinoso Dissecado entre 300 a 100 m, Modelado Colinoso Dissecado entre 150 a 25 m, Planície Fluvial e Planície Fluvio-Marinha (FIGURA 30). A Zona da Mata Sul, onde está inserida a bacia do rio Sirinhaém, apresenta um predomínio de relevos pluriconvexos sobre rochas cristalinas pré-cambrianas (GIRÃO *et al.*, 2013). A análise considera o domínio interfluvial e domínio fluvial baseado em (FÔNSECA, CORRÊA; SILVA, 2016).

A Cimeira Estrutural Dissecada entre 800 a 650 m está inserida no alto curso da BHRS e exibe um padrão de interflúvios mais dissecados. O embasamento geológico é composto por duas unidades classificadas pela CPRM (2004) como Corpo Plúton sem Denominação e Corpo Granitoides indiscriminados brasileiros do Neoproterozoico, predominando rochas como diorito, granito, granodiorito, monzonito, da primeira unidade e biotita granito, granito pórfiro, granitoide, granodiorito, metagranito entre outros litótipos da segunda.

Sobre a cota topográfica de 800 m é perceptível na paisagem uma linha de cristas condicionadas pela ZC transcorrente dextral e separam as drenagens entre as bacias hidrográficas do rio Sirinhaém e do rio Una. Posteriormente, são identificados interflúvios mais dissecados, mas fazem parte da mesma geologia (Plúton sem Denominação), dada a orientação do perfil traçado na unidade geomorfológica, portanto com uma topografia mais rebaixada. Seguida pela presença de cristas residuais de mesma direção das ZCs e, posterior elevação topográfica crescente subordinada a outra ZC transcorrente sinistral que atravessa transversalmente a bacia hidrográfica, possivelmente o fator preponderante para a preservação desses interflúvios mais elevados (FIGURA 31).

Figura 30 - Unidades Geomorfológicas da BHRS



**Legenda**

Bacia do rio Sirinhaém

Sirinhaém

**Ordem dos Afluentes**

4 5 6

**Estruturas Geológicas - PE**

Falha ou fratura

Zona de cisalhamento indiscriminada

Falha ou zona de cisalhamento transcorrente dextral

Falha ou zona de cisalhamento transcorrente sinistral

**Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas**

**Unidades Geomorfológicas**

Cimeira Estrutural Dissecada entre 800 a 650 m

Cimeira Estrutural Dissecada entre 700 a 600 m

Escarpa

**Piemonte Meridional da Borborema**

**Unidades Geomorfológicas**

Modelado Dissecado com Cristas Residuais

Modelado Colinoso Dissecado entre 300 a 100 m

Modelado Colinoso Dissecado entre 150 a 25 m

Planície Fluvial

**Planalto Sedimentar Costeiro e Planície Costeira**

**Unidade Geomorfológica**

Planície Flúvio-Marinha



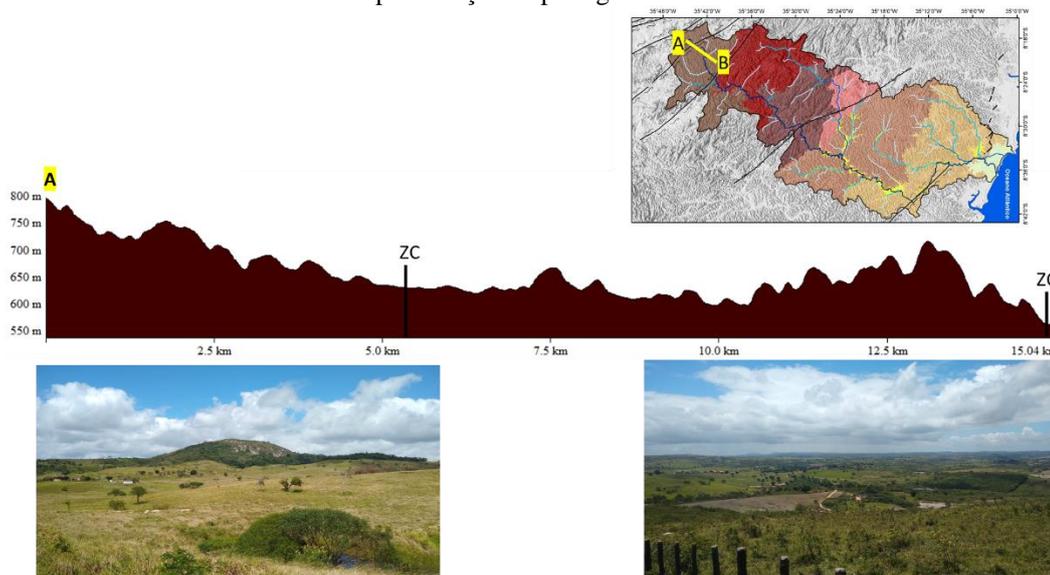
0 2,5 5 10 15 20 Km

Sistemas de Coordenadas Geográficas  
Datum SIRGAS 2000 - 25S



Fonte: o autor a partir da base de dados GLO-30 Public de resolução de 30m

Figura 31 - Perfil longitudinal da unidade Cimeira Estrutural Dissecada entre 800 a 650 m sentido WNW-ESE e representação da paisagem da área.



Fonte: o autor a partir da base de dados GLO-30 *Public* de resolução de 30m.

A dissecção pode ser o resultado dos esforços pretéritos da ZC transcorrente dextral com a ZC transcorrente sinistral provocando fraturamento das rochas e, assim, facilitando o processo de intemperismo e denudação ao longo do tempo geológico. As elevações nos extremos dessa unidade geomorfológica pode ser indício do provável mecanismo na trama crustal de nucleamento e/ou erosão diferencial atrelada às respectivas Zonas de Cisalhamento, gerando resposta na paisagem.

É importante salientar que a respectiva ZC transcorrente sinistral observada no final do perfil topográfico não modifica a geologia entre esta unidade e a Cimeira Dissecada entre 700 a 600 metros (Plúton sem Denominação). Portanto, os distintos processos de dissecção entre os interflúvios é o fator que distingue as duas unidades geomorfológicas e este fator não pode ser somente explicado pela erosão diferencial. O rio Sirinhaém também é condicionado pelas ações da ZCs que cruzam o setor, refletidas por inflexuras em seu canal fluvial com uma sequência de cotovelos de 90° constatados nesse trecho (FIGURA 32).

Na área onde perpassa a primeira ZC transcorrente sinistral predomina uma morfologia mais aplainada com afloramento rochoso indicando um aglomerado de litologias distintas sobrepostas uma sobre a outra. O manto de intemperismo é mais espesso e como observado no gráfico da média de pluviosidade dos últimos 30 anos disposto na caracterização da área de estudo, no alto curso da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém o quantitativo pluviométrico é menor, comparado ao médio e baixo curso.

Figura 32 - Inflexura do rio Sirinhaém (A) e afloramento rochoso com litologias distinta sobrepostas (B).



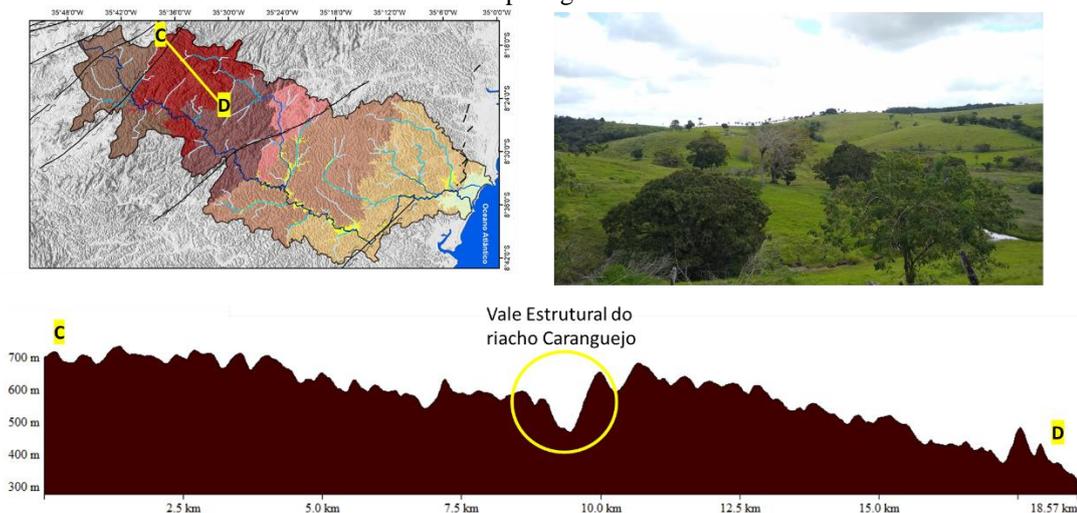
Fonte: Acervo do autor.

O próximo setor mapeado é a Cimeira Estrutural Dissecada com cotas altimétricas entre 700 a 600 m, com exceção dos vales estruturais identificados às cotas de 500 m e 400 m. A constituição geológica dessa unidade geomorfológica é formada pela Corpo Plúton sem Denominação e Complexo Belém do São Francisco, este último, as rochas predominantes são metadiorito, migmatito, ortognaisse granítico, ente outras de acordo com a CPRM (2004).

A interpretação do perfil longitudinal (FIGURA 33) desta unidade geomorfológica revela que mesmo com distintos embasamentos geológico a topografia se mantém em grande parte entre 700 m a 600 m. Há, portanto, a ocorrência de interflúvios menos dissecados, mantendo este bloco com topos e vales mais preservados do ponto de vista erosivo, com exceção do vale estrutural. A partir desse trecho o rio Sirinhaém é deslocado mais a sul da bacia hidrográfica seguindo assim até a inflexura regional no baixo curso.

Um significativo vale estrutural na cota dos 500 m é observado no perfil longitudinal onde se encontra o riacho Caranguejo. Enfatiza-se não se tratar de um contato de unidades geológicas diferentes, o respectivo vale foi desenvolvido sobre a mesma composição geológica (Corpo Plúton sem Denominação), portanto, possíveis fatores reológicos das rochas pertencentes ao embasamento, atrelado ao esforço tectônico pretérito e ação da drenagem pode ter dado origem ao vale estrutural.

Figura 33 - Perfil longitudinal NW-SE da Cimeira Estrutural entre 700 a 600 m sentido NW/SE e representação da paisagem.



Fonte: o autor a partir da base de dados GLO-30 *Public* de resolução de 30m.

A morfologia da paisagem da Cimeira Estrutural Dissecada entre 700 a 600 m exibe uma série de cristas alinhadas seguindo o condicionamento das Zonas de Cisalhamento. Tal como acontece na unidade geomorfológica anterior, o manto de intemperismo é espesso e pode estar ausente em algumas áreas, como em rochas aflorantes onde passam drenagens não canalizadas (FIGURA 34).

Figura 34 - Formas pluriconvexas (A), cristas alinhadas (B), afloramento e ausência de manto de intemperismo (C) e rochas aflorantes e drenagens não-canalizadas.



Fonte: Acervo do autor.

A Escarpa da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém tem cotas altimétricas que variam entre 500 m a 150 m. Essa feição morfológica coincide com uma ZC indiscriminada *trend* NE-

SW, separando as unidades geológicas Corpo Plúton sem Denominação da Suíte intrusiva leucocrática peraluminosa (predominância de leucogranito e metagranitoide). Neste setor da BHRS apresenta características topográficas atreladas a cristas alinhadas ao direcionamento da ZC com declividades acentuadas entre 46° a 84° graus e uma rede de drenagem adaptada ao contexto estrutural. Desse modo, os vales estruturais dessa unidade geomorfológica pode ser tanto resultado da mecânica crustal da ZC, quanto da dissecação diferencial no contato entre dois embasamentos cristalinos distintos. A resposta dos canais fluviais a unidade geomorfológica da Escarpa são a ocorrência de *knickpoint* significativos, principalmente no rio Sirinhaém, rio Amaraji e riacho dos Macacos.

Esta unidade geomorfológica é um fragmento de uma morfoestrutura regional já descrita por Monteiro e Corrêa (2020) como superfícies irregulares e sinuosas. Na BHRS a distância entre a quebra regional da escarpa e a costa é de 53 quilômetros, ficando atrás somente da escarpa da bacia hidrográfica do rio Ipojuca com 45 quilômetros. Portanto, o recuo erosivo das calhas dos rios nessas duas bacias hidrográficas é menos acentuado em comparação com as outras bacias hidrográficas da borda leste do Planalto da Borborema (MONTEIRO; CORRÊA, 2020).

A localização da escarpa definida como principal *knickpoint* regional varia consideravelmente em cada bacia hidrográfica na borda leste do Planalto da Borborema, resultando em uma linha de escarpa descontínua e de valores (escala regional) distintos, sendo a BHRS definido valor de 150 m. Evidenciou-se também, uma concentração de anomalias de primeira ordem, dadas pelo índice RDE, nas bacias hidrográficas ao sul da ZCPE (MONTEIRO; CORRÊA, 2020).

O aspecto morfológico da escarpa na BHRS é de colinas e vales subordinadas a ZC indiscriminada *trend* SW-NE e drenagens confinadas e retilíneas exemplificadas pelo riacho Laranjeiras, rio do limão e dos Macacos. De acordo com Girão et al. (2013) a morfologia das colinas desse setor é convexa e aguçada, em geral de amplitude 45 m a 69 m, e dissecação diferencial, das quais foram separadas por patamares basculados.

O principal canal fluvial que atravessa o setor é o rio Amaraji, cujo os *knickpoint* refletem a quebras regionais característica da escarpa. Corredeiras foram identificadas na *knickzone*, da qual o uso da terra destinado as atividades balneárias. Seus afluentes também apresentando quebras significativas reproduzindo o padrão da drenagem na área (FIGURA 35). Métodos morfométricos vão tratar com mais detalhes os *knickpoints* dos canais fluviais da BHRS.

Figura 35 - Colinas convexas e aguçadas da escarpa (A; B), vale confinado com drenagem retilínea do riacho Laranjeiras (C) e *knickzones* do rio Amaraji (D).



Fonte: Acervo do autor.

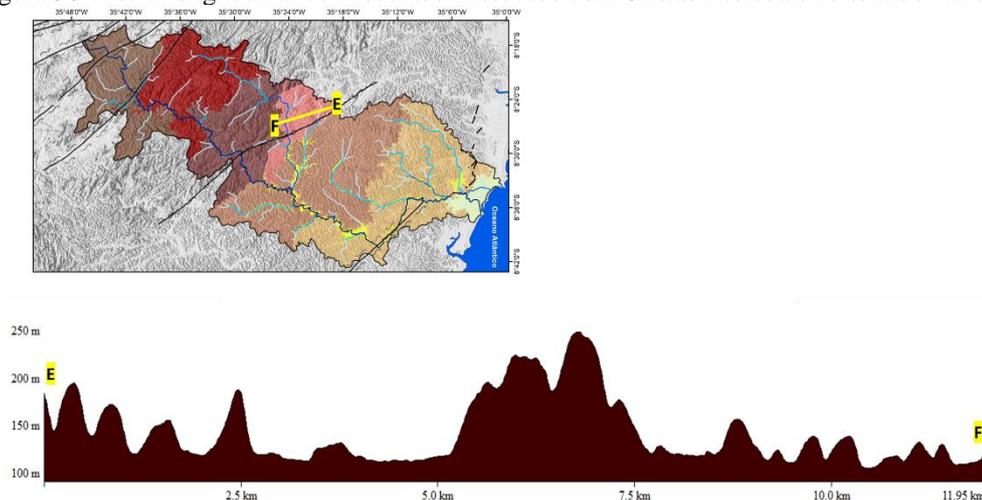
As próximas três unidades geomorfológicas estão sobre o Piemonte Meridional da Borborema com sua configuração geomorfológica já descrita por Girão et al. (2013) e Fonsêca, Corrêa e Silva (2016) como um domínio de litótipos cristalinos, por vezes significativamente intemperizados, relevo pluriconvexo e altitudes com média de 200 m. As famílias de formas definidas por Girão et al. (2013) em colinas amplas e colinas estreitas, onde a primeira resulta em padrão convexo de topo largo (>350 m) e amplitude altimétrica de 19 m a 26 m, por conseguinte, a segunda segue o mesmo padrão convexo, todavia de topo estreito (<150 m) de mesma amplitude altimétrica.

Para o mapeamento da Região Metropolitana do Recife, Fonsêca, Corrêa e Silva (2016) define a morfologia do Piemonte Cristalino como modelado convexo amplo (colinas com amplitude média entre 50 a 70 m e distância interfluvial >500m) e modelado convexo estreito (colinas com amplitude média entre 50 a 70 m e distância interfluvial <500m). Portanto, as unidades geomorfológicas descritas posteriormente se basearam nessas propostas de classificação, entretanto, com algumas diferenças locais.

O Modelado Dissecado com Cristas Residuais localizado após a escarpa e onde passa a ZC indiscriminada pode ter refletido significativamente na morfologia da área. A variação topográfica é um pouco maior que 100 m entre os setores mais altos (250 m) e baixos (125 m), entre os trechos de altimetria destacada estão dispostas na paisagem cristas residuais (FIGURA 36). Embora a ZC indiscriminada separe duas unidades geológicas diferentes, ou seja, o Complexo Belém do São Francisco e Suíte intrusiva leucocrática peraluminosa, as cristas

residuais estão sobre a mesma geologia (Complexo Belém do São Francisco), portanto, a manutenção dessas morfologias na paisagem pode estar atrelada a esforços tectônico-estrutural pretéritos da ZC indiscriminada.

Figura 36 - Perfil longitudinal do Modelado Dissecado com Cristas Residuais no sentido NE-SW.



Fonte: o autor a partir da base de dados GLO-30 *Public* de resolução de 30m.

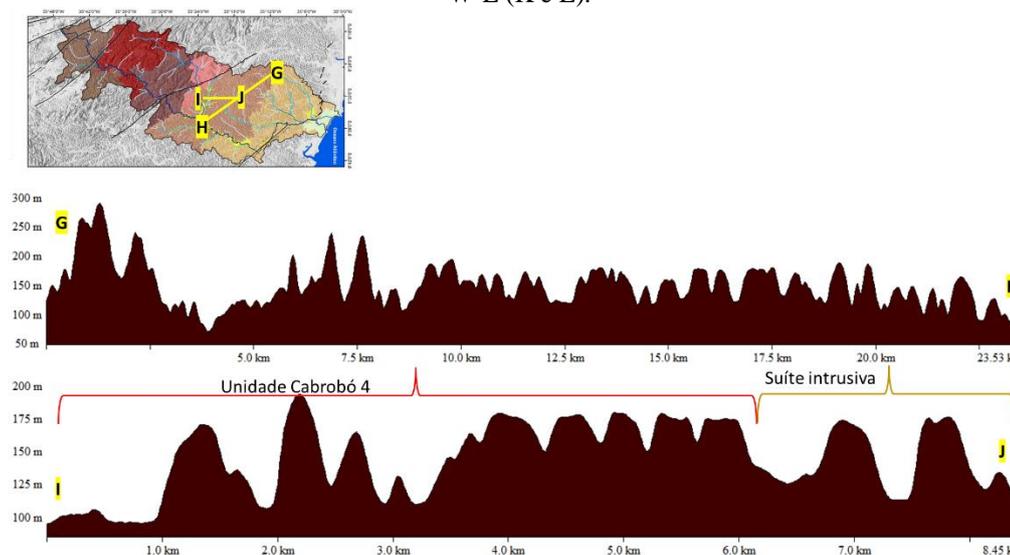
Sobre a esta unidade geomorfológica (trecho mais a sul) ocorre a presença da Unidade Cabrobó 4 do Mesoproterozoico, predominando rochas como metarcóseo, quartzito feldspático e quartzito micáceo. Esses litótipos são mais resistentes ao processo de denudação fazendo com que esse fragmento tenha modelados colinosos significativamente mais acentuados, comparados ao restante do recorte geomorfológico. Os trechos mais rebaixados podem ser resultado de esforços tectônico-estrutural pretérito (rifte e pós-rifte) no arcabouço crustal da ZC indiscriminada fraturando as rochas e possibilitando o arrasamento da paisagem geomorfológica na área.

O Modelado Colinoso Dissecado, com altitudes variando entre 300 a 100 metros, configura-se como uma área topograficamente mais preservada, especialmente quando se considera o topo das cristas e colinas. A composição geológica desse compartimento geomorfológico é predominantemente composta pela Suíte Intrusiva Leucocrática Peraluminosa, representado principalmente pelo Corpo Plúton sem Denominação, que apresenta cristas topograficamente pronunciadas. Além disso, também é encontrada a Unidade Cabrobó 4, que consiste em um conjunto de rochas variadas.

As cristas localizam-se espacialmente no setor NE da unidade geomorfológica, cujos picos chegam a atingir 300 m de altitude e declives acentuados permanecem na paisagem por conta da erosão diferencial. Todavia, quando se trata do aspecto morfológico das colinas de

topos amplos, das quais o padrão se repete, mesmo em contexto geológico diferente, apontam para um provável condicionamento da trama crustal (FIGURA 37). Os picos dessas colinas podem variar suas cotas altimétricas entre 200 a 175 m e alguns vales ultrapassam 100 m de altitude, dessa forma, características podem sugerir um setor sobre atuação de um controle tectono-estrutural. Análises morfométricas posteriores têm potencial de corroborar com a hipótese.

Figura 37 - Perfil longitudinal do Modelado Colinoso Dissecado entre 300 a 100 m sentido NNE-SSW (I e J) e W-E (K e L).

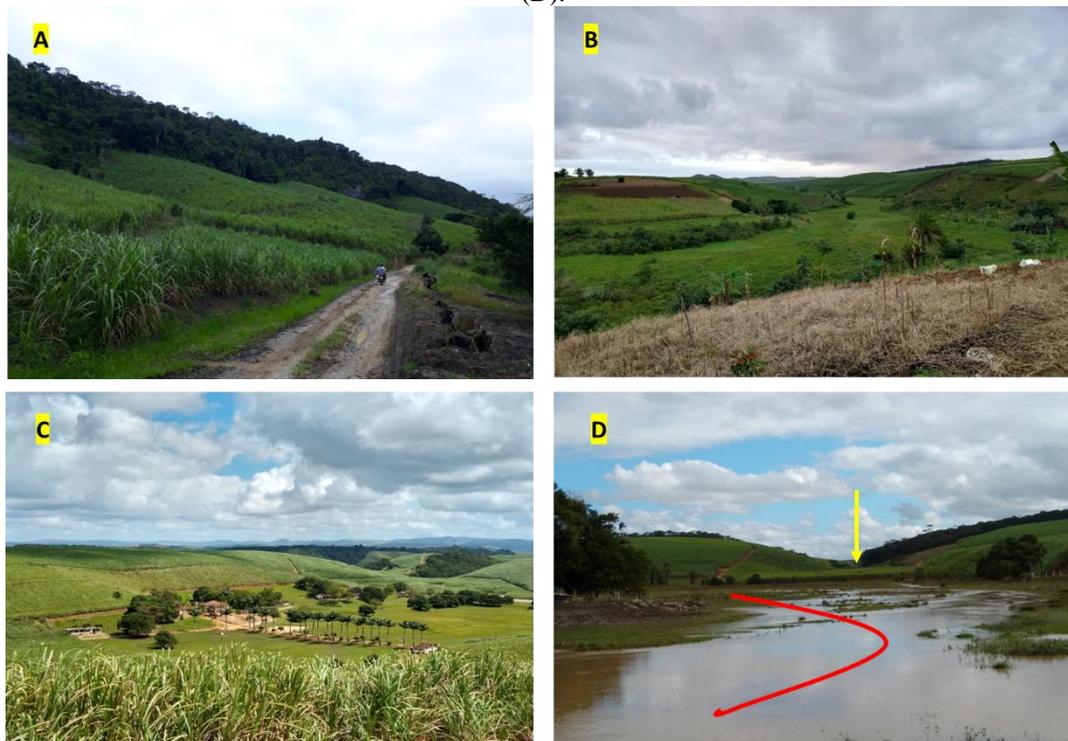


Fonte: o autor a partir da base de dados GLO-30 *Public* de resolução de 30m.

O domínio fluvial desta unidade geomorfológica merece ser destacado por conta de dois cotovelos regionais sobre o canal principal do rio Camaragibe, pertencente a BHRS, evidenciando mudança de direção da drenagem. O primeiro cotovelo regional fica no médio curso da bacia do rio Camaragibe representando uma antiga cabeceira de drenagem capturada pela drenagem que se desenvolveu a montante (SILVA et al., 2019).

O ponto destacado na figura corresponde ao vale seco que aponta o antigo percurso do rio Camaragibe cujo registro na drenagem compõe o que é atualmente a bacia do riacho Lava Mão, portanto, o (paleo) rio Camaragibe anteriormente seguia o sentido do riacho Lava Mão e após a captura ocorre a mudança na direção para o sentido atual configurando um cotovelo de drenagem regional. Vales afogados de sedimentos característicos da Zona da Mata Sul pernambucana estão presentes nesse setor, denominado por Girão et al. (2013) de planície em bolsão desenvolvida por pequenos cursos fluviais e processos de encosta (FIGURA 38).

Figura 38 - Crista do setor NE do Modelado Colinoso Dissecado entre 300 a 100 m (A), colinas de topos amplos e vales afogados de sedimentos (B e C), cotovelo de drenagem sobre o rio Camaragibe e indicação do paleocurso (D).

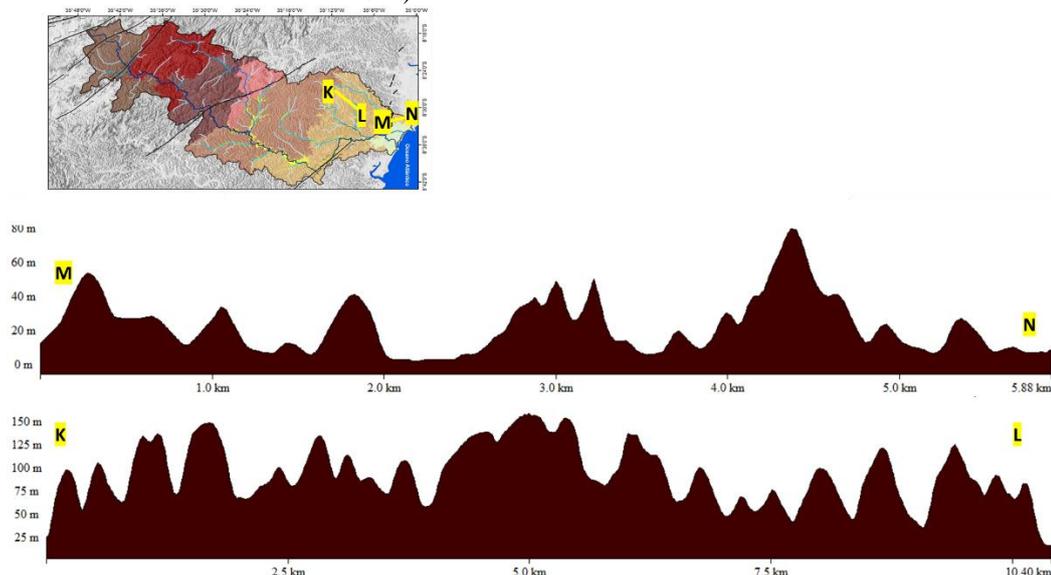


Fonte: Acervo do autor.

O próximo Modelado Colinoso Dissecado tem variação altimétrica entre 150 m no topo das colinas e 25 m nos vales. O arcabouço geológico é variado com embasamento cristalino atrelado ao Complexo Belém de São Francisco, Corpo Plúton sem Denominação, Unidade Cabrobó 4 e o sedimentar composto pela Formação Ipojuca e Formação Cabo. A área de contexto cristalino do modelado colinoso apresenta altitude média superior, com picos que atingem 150 m (modelado de topo estreito) e os vales que se alternam entre de 60 a 35 m com formato em “V” e sobre as encostas foram observados matacões resistindo ao processo de intemperismo.

Onde predomina a geologia sedimentar, o modelado colinoso com topos estreitos exibem topografias mais modestas com picos chegando a 80 m e vales a 20 m, contudo, estes últimos são mais abertos comparados ao modelado cristalino. É perceptível que mesmo com embasamentos geológicos distintos, ocorre a repetição do modelo de colinas estreitas, das quais seguem um padrão retilíneo em trechos onde foram mapeadas falhas pela CPRM (2004). O perfil longitudinal “K” e “L” corresponde ao modelado traçado em terreno cristalino, enquanto o “M” e “N” condiz com embasamento sedimentar (FIGURA 39).

Figura 39 - Perfil K e L (sentido WNW-ESE) destacando o modelado no cristalino e o perfil M e N (ENE-WSW) com o modelado sedimentar.

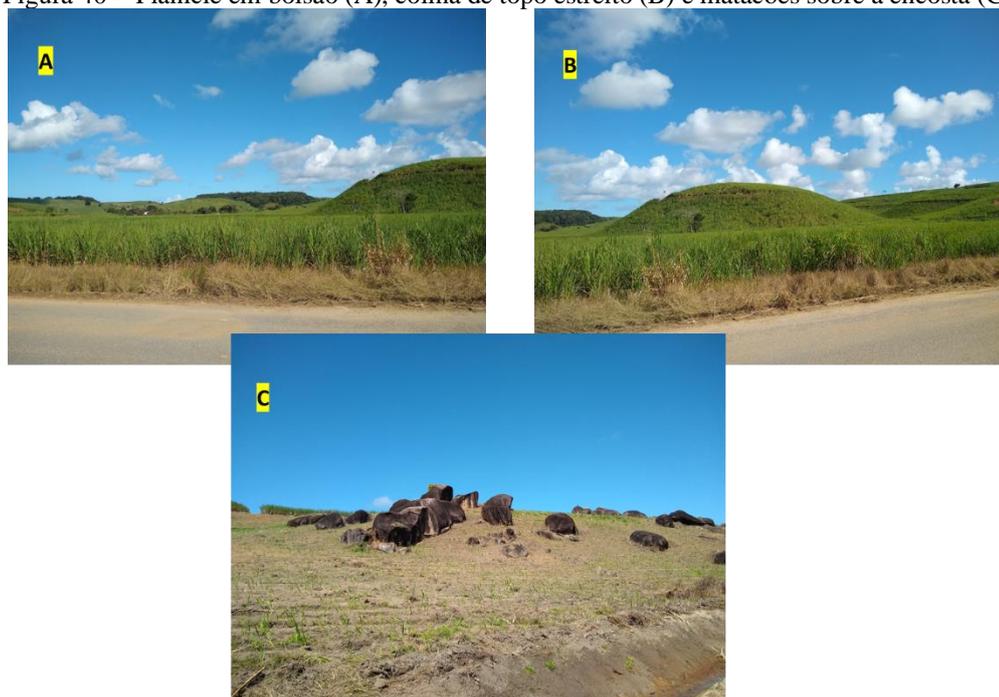


Fonte: o autor a partir da base de dados GLO-30 *Public* de resolução de 30m.

Os vales afogados de sedimentos são característicos da paisagem na Zona da Mata Sul como resultado já descrito por Bezerra et al. (2008), Girão et al. (2013) e Fonsêca, Corrêa e Silva (2016) da dinâmica geomorfológica (Pleistoceno Superior/Holoceno) onde houve uma significativa produção de sedimentos de encosta acumuladas em cabeceiras em alvéolo e planícies em bolsão, truncando o sopé das colinas e modificando o nível de base local (FIGURA 40). O uso e ocupação da terra é uma variável a ser analisada, pois os processos em tempo histórico atrelado à expansão da monocultura da cana-de-açúcar possibilitaram uma resposta direta das dinâmicas superficiais da paisagem ao desmatamento, portanto, o aumento do escoamento superficial, acrescentando em um intervalo de tempo curto, um aporte considerável de sedimentos nessas planícies (GIRÃO et al., 2013).

Em estudo a norte da ZCPE, Fonsêca et al. (2020) a partir de depósitos colúvio-aluviais (depósitos aluviais que atualmente não sofrem mais a ação fluvial) identificaram que eventos da transição Pleistoceno/Holoceno (10 mil anos AP) reumidificaram em escala regional o Nordeste brasileiro com eventos extremos capazes de transportar cascalho grosso e blocos, resultado de fluxos de detritos. O pico da reumidificação é conhecido como Ótimo Climático, ou seja, período mais úmido de toda região Nordeste ocorrido por volta de 7 mil anos AP, cujo registros na paisagem foram preservados a norte da ZCPE (FONSÊCA et al., 2020).

Figura 40 - Planície em bolsão (A), colina de topo estreito (B) e matacões sobre a encosta (C).



Fonte: Acervo do autor.

Posteriormente, condições mais secas foram instaladas no NE brasileiro a datar de 5 mil anos AP com maior flutuação da temperatura e exígua sedimentação coluvial, corroborando com o surgimento de teleconexões de um Paleo-ENSO (FONSÊCA et al., 2020). Esses fatores paleoclimáticos foram destacados para apontar que a formação dos modelados colinosos passaram por mudanças paleoambientais que possibilitaram sua configuração atual, embora registros coluviais são mais escassos ao sul da ZCPE.

A planície Flúvio-marinha da BHRS é reflexo das oscilações climáticas que promoveram processos de transgressão e regressão marinha corroborados pela geologia a partir de depósitos indiscriminados de pântanos e mangues, fluvio-lagunares e litorâneos indiscriminados (CPRM, 2004). A variação altimétrica fica em torno de 15 a 10 m com os setores mais baixos formando áreas alagáveis na foz do rio Sirinhaém. Portanto, como já apontado por Girão et al. (2013) a morfologia desse trecho é formada por apicuns, entrecortados por canais de maré, além de zonas de arrebentação e região pós-praia, por vezes, modificados pela desembocadura do rio Sirinhaém.

A explicação para a planície fluviomarinha da BHRS estar em cotas altimétricas maiores, comparadas a planície do Recife, de 2 a 6 m segundo SOUZA, CORRÊA e GIRÃO (2016), pode estar no possível basculamento ocorrido por influência da ZC transcorrente sinistral que está aproximadamente 11 quilômetros da foz do rio Sirinhaém. A possível movimentação dessa ZC provocou respostas na paisagem geomorfológica como colinas do

modelado dissecado que estão a uma distância de 9 km da planície fluvio-marinha, apresentam topos 125 m de altitude. Dessa forma, esse provável basculamento também obteve seu reflexo na planície fluvio-marinha da BHRS. Análises morfométricas subsequentes podem confirmar tal hipótese.

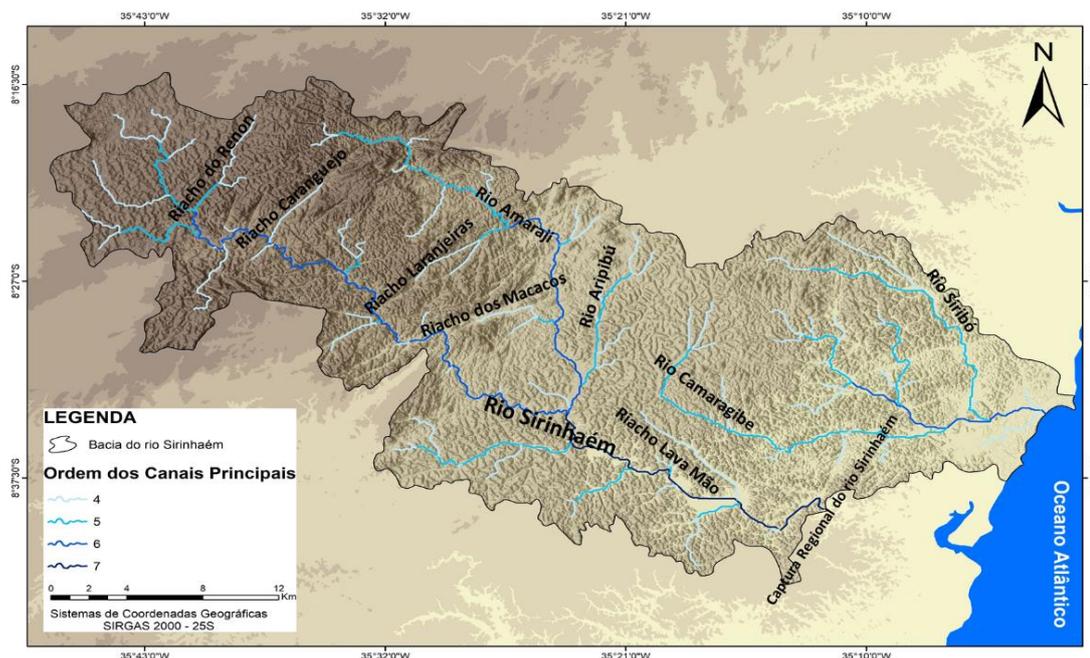
## 5.2 PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS APLICADO REDE DE DRENAGEM DA BACIA DO RIO SIRINHAÉM

Os parâmetros morfométricos utilizados no estudo tiveram como objetivo a tentativa de compreender as características morfoestrutural e morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém (BHRS). Os dados morfométricos obtidos na pesquisa variam entre parâmetros morfológicos como o fotolineamento estrutural conforme Radaideh *et al.* (2016) e índices morfométricos para relacionar fatores geométricos com os controles estruturais e adaptação da drenagem na BHRS a partir de Modelo Digital de Elevação.

Os índices morfométricos aqui utilizados são: curvas hipsométricas dadas com base na Integral Hipsométrica proposta por Strahler (1952); Índice de Hack (1973) modificado pela metodologia de Seeber e Gornitz (1983); Fator de Assimetria (FA) apresentado por (HARE; GARDNER, 1985); Índice de  $\chi$  (PERRON; ROYDEN, 2013; WILLETT *et al.*, 2014; FORTE; WHIPPLE, 2018; SORDI *et al.*, 2018; OLIVEIRA, 2019; CHEREM *et al.*, 2020; OLIVEIRA *et al.*, 2023); Modelo *stream-power* (WHIPPLE; TUCKER, 1999, 2002; WHIPPLE, 2004; KIRBY; WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014; DEMOULIN *et al.*, 2017; MUDD *et al.*, 2018; PEIFER *et al.*, 2020; 2022; SMITH *et al.*, 2022).

A ordem hierárquica dos canais fluviais pertencentes a BHRS é apresentada na figura 41. Foram destacados os rios mais relevantes para a análise da presente pesquisa de tese, àqueles que responde ao contexto tectono-estrutural da respectiva bacia hidrográfica. Os canais fluviais destacados seguindo de montante a jusante são: riacho do Renon, riacho Caranguejo, rio Amaraji, riacho Laranjeiras, riacho dos Macacos, rio Aripibú, rio Camaragibe, riacho Lava Mão, rio Siribó e rio Sirinhaém como canal principal.

Figura 41 - Ordem hierárquica dos canais fluviais da BHRS e denominação das drenagens baseada no mapa da Condepe/Fidem (1998).



Fonte: o autor a partir da base de dados GLO-30 *Public* de resolução de 30m.

### 5.2.1 Fotolineamento e interpretação da Morfoestrutura da BHRS

A identificação de lineamentos tem o objetivo de compreender as orientações dominantes dispostas na organização geomorfológica da paisagem buscando traçar uma relação com as estruturas tectônicas que controlam a morfoestrutura, padrão e direção da drenagem e processo de dissecação. Como foi utilizado o modelo de imagens sombreadas de multidirecional baseado em Radaideh *et al.* (2016), as feições revelaram sequência de elementos positivos e negativos. As fisionomias negativas representam falhas e vales, por exemplo, as positivas caracterizam as topografias mais elevadas (RADAIDEH *et al.*, 2016).

No caso da BHRS as formas retilíneas encontradas seguiram os topos de cristas e colinas, enquanto as formas negativas o padrão reto de vales e canais fluviais. O processo de mapeamento teve o intuito de buscar uma associação entre as morfologias e estrutura subjacente. As ZCs regionais seguem um *trend* regional na direção NE-SW, entretanto, ao observar a roseta de comprimento absoluto nota-se duas tendências em direções distintas (FIGURA 42). Uma seguindo a direção do *trend* regional NE-SW e a segunda em direção contrária NW-SE, portanto, setores da bacia hidrográfica em questão são condicionados ao *trend* das ZCs Pré-cambrianas, enquanto outros se sobrepõe ao *trend* regional, indicando

direcionamentos distintos podendo está atrelado a processos de dissecação por erosão diferencial se adaptando ao controle estrutural.

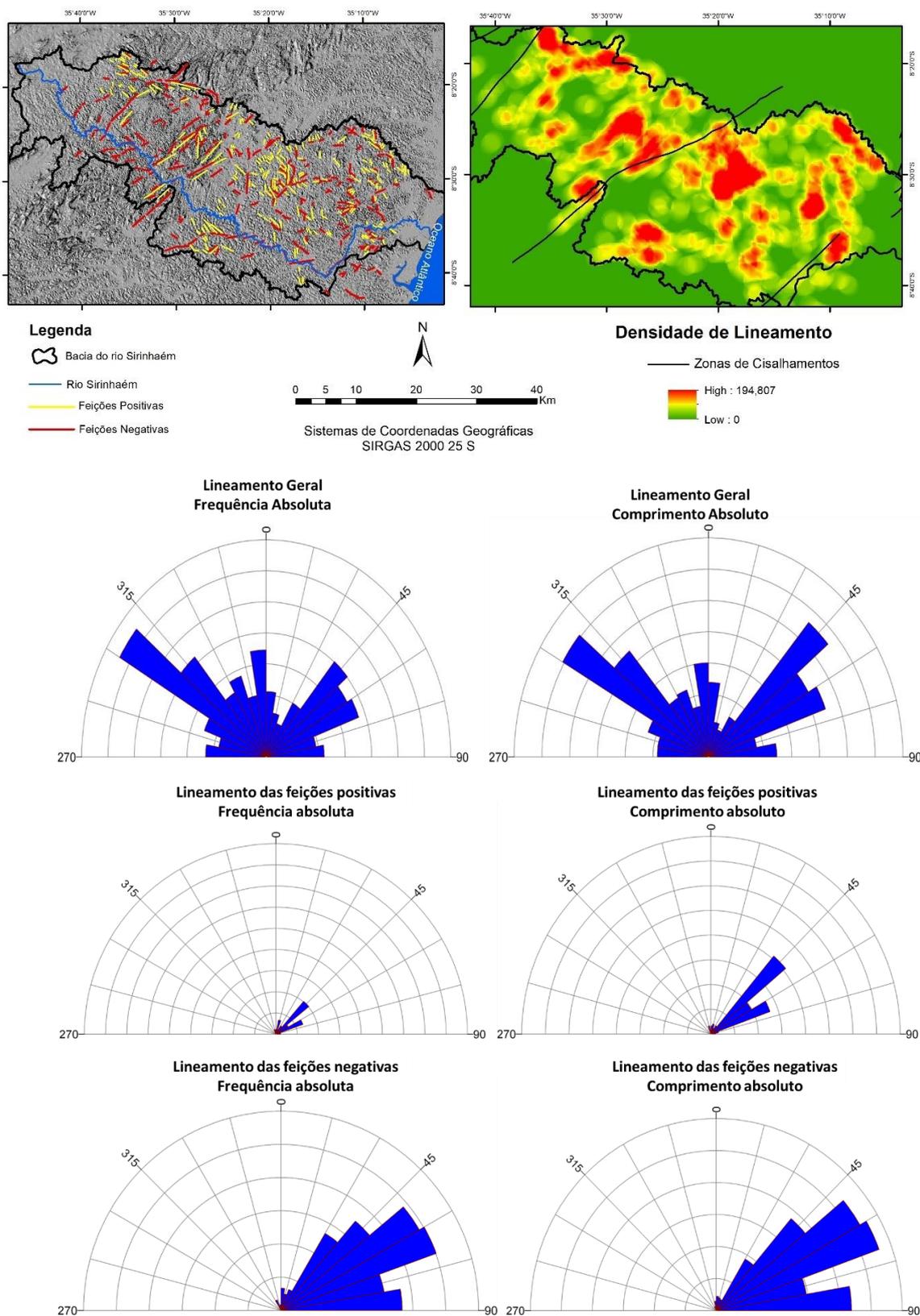
Já a roseta de frequência dos lineamentos aponta para um predomínio do *trend* NW-SE, ou seja, novamente uma sobreposição ao direcionamento das ZCs Pré-cambrianas. Assim, evidencia-se que ocorreram reajustes da drenagem e formas de relevo ao condicionamento regional. As representações cartográficas com a distribuição espacial e densidade de fotolileamentos indicam haver significativa relação entre as ZCs e a maior ocorrência de feições lineares do relevo. A concentração de setores com lineamentos aponta para reativação das estruturas herdadas durante o processo rifte (cretáceo) e pós-rifte (cenozoico), o que conduziu para possíveis elevações tectônicas de setores da BHRS.

Na figura 42 acima, ao analisar os dados de fotolileamento e separar as feições positivas (topos de cristas e colinas) das negativas (vales e canais fluviais), observe que essas morfologias são controladas pelo direcionamento das zonas de cisalhamento ZC regionais, que seguem uma direção NE/SW. Isso contrasta com as rosetas de lineamentos gerais, que indicam direcionamentos opostos. Inicialmente, a interpretação poderia apontar para uma sobreposição de tendências regionais. No entanto, ao analisar separadamente os dados de lineamento, torna-se evidencia o forte controle estrutural exercido pelas ZC regionais, que influenciam o processo de dissecação das colinas e vales fluviais e sustentam os relevos de cristas por meio da erosão diferencial.

Ao comparar a densidade de lineamentos com o perfil longitudinal da BHRS, estes mostram que os trechos topograficamente mais elevados coincidem com as “manchas” do adensamento de formas retilíneas as quais podem ter sido rejuvenescidas por ação das ZCs Pré-cambriana durante o cenozoico. Ao correlacionar com as sub-bacias de quinta ordem mais importantes, os adensamentos se ajustam as drenagens que apresentam consideráveis quebras e inflexões em seus cursos fluviais. Essa discussão será mais detalhada na análise da distribuição espacial dos *knickpoints*.

É observado que os maiores adensamentos de lineamentos estão em setores a norte da BHRS em relação ao sul da mesma bacia hidrográfica. Isto posto, a influência da ZCPE condicionando as áreas no divisor com a bacia hidrográfica do rio Ipojuca pode ser demonstrada. Contudo, concentrações de formas retilíneas ao sul com o divisor da bacia hidrográfica do rio Una e GL4 são mais visíveis no médio e baixo curso da BHRS. Este fator sugere a sobreposição de reajustes da trama crustal entre a ZCPE e as ZC regionais que perpassam a bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.

Figura 42 - Mapa de distribuição espacial, densidade e direção preferencial dos lineamentos da BHRS.



Fonte: Elaborado pelo autor a partir da base de dados GLO-30 *Public* de resolução de 30m.

Sobre a bacia do rio Camaragibe no médio curso da BHRS, ocorre forte concentração de lineamentos, principalmente a montante (divisor de drenagem com a bacia hidrográfica do rio Ipojuca) indicando um controle tectono-estrutural mais intenso, ocasionando resposta nas formas retilíneas de cristas, colinas e vales. É importante salientar, como já demonstrado na análise morfoestrutural e geomorfológica, que este setor mesmo estando sobre contextos geológicos diferentes, mantém o padrão altimétrico e morfológico das colinas.

O baixo curso da BHRS também apresenta adensamentos de lineamentos, inclusive setores perto da foz do rio Sirinhaém, com destaque para as sub-bacias do rio Siribó, a norte (divisor com a bacia hidrográfica do rio Ipojuca) e do rio Carrapato (divisor com a GL4) ao sul localizada após a inflexura regional do rio Sirinhaém onde entrecorre uma ZC transcorrente sinistral.

### **5.2.2 Distribuição espacial e densidade dos *knickpoints* no contexto tectônico e estrutural da BHRS**

Os *knickpoints* representam uma mudança abrupta no gradiente do canal e sua ocorrência pode estar ligada a reativação de falhas e zonas de cisalhamento, reajuste flexural por compensação isostática, capturas de canais fluviais, variações do nível do mar e diferenças litológicas, portanto são respostas transitórias da rede de drenagem a montante ajustando as formas dos leitos rochosos como largura, inclinação, distribuição e tamanho dos grãos de sedimento, entre outros processos (WHIPPLE e TUCKER, 1999; WHIPPLE, 2004; CROSBY e WHIPPLE, 2006).

No contexto da Bacia Hidrográfica do rio Sirinhaém (BHRS), a investigação dos *knickpoints* tem como objetivo compreender a distribuição espacial dessas discontinuidades. Isso inclui não apenas o canal principal da bacia, mas também suas sub-bacias, com o intuito de compreender a aplicação do *Knickpoint Finder*, uma extensão utilizada em sistemas de informação geográfica (SIG), a qual permite observar a concentração de anomalias, principalmente de primeira ordem, em alguns setores da bacia, com intuito de observar as possíveis reativações diferenciadas de blocos crustais inseridos na respectiva bacia hidrográfica durante o período Cenozoico.

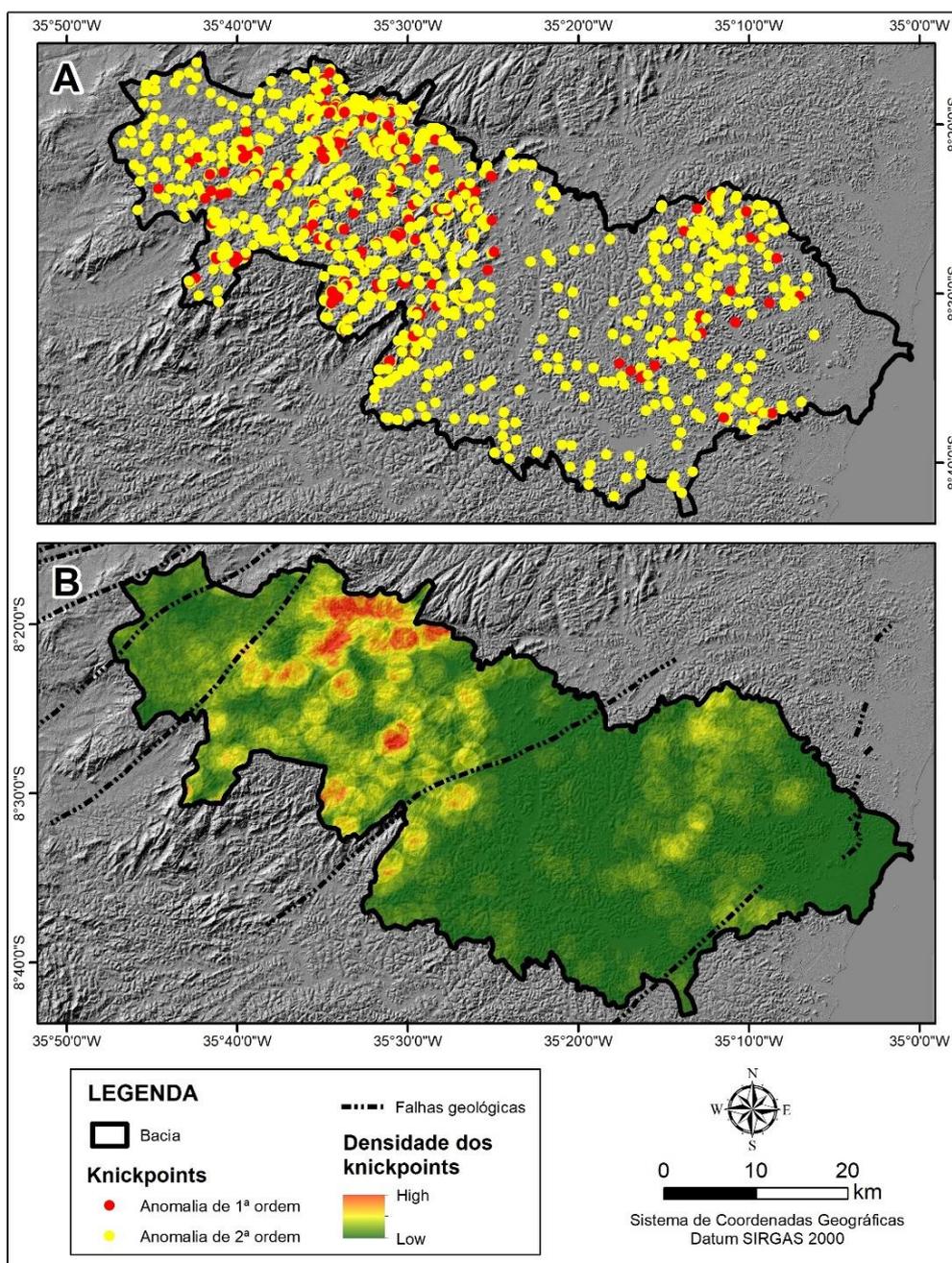
O trabalho realizado por Monteiro e Corrêa (2020) teve como objetivo identificar as quebras regionais na Escarpa e Piemonte do Planalto da Borborema, especialmente em seu rebordo oriental, utilizando o índice morfométrico RDE (Relação Declividade-Extensão) e analisando as bacias hidrográficas da região. Foram aplicados o RDE nos principais rios da

área, gerados na identificação de *knickpoints* de escala regional. Essas quebras de ruptura ocorrem em faixas altimétricas distintas, refletindo a diferença na adaptação das drenagens que se encontram sobre a Zona Transversal e ao sul do Lineamento Pernambuco. No caso específico da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém, foram identificadas duas quebras no relevo regional, correspondendo a linhas de contorno a 150 metros e 50 metros, conforme apontado por Monteiro e Corrêa (2020).

No intuito de compreender toda extensão da drenagem e obter pontos anômalos de cada curso d'água com base nas modificações propostas por (SEEBER; GORNITZ, 1983) e aplicadas por (ETCHEBEHERE et al., 2006; PEREZ-PEÑA et al., 2009) investigar suas possíveis causas sobre BHRS. A representação cartográfica da distribuição espacial e densidade de anomalias (FIGURA 43) fornece os indícios de possíveis reajustes pulsativos tectônicos das ZCs pré-cambriana e/ou erosão diferencial com resposta da drenagem, tanto do canal fluvial principal, quanto dos rios referentes as sub-bacias de quinta ordem as quais destaca-se a bacia do rio Amaraji, bacia do rio Camaragibe e bacia do rio Siribó.

As anomalias de primeira ordem se concentram em setores entre as ZC transcorrente sinistral no alto curso da BHRS e a ZC indiscriminada no médio curso. Nesses trechos foram encontrados em trabalho de campo para validação dos pontos, significativas quebras de gradiente, tanto sobre o canal principal, quanto nas drenagens das sub-bacias mais importantes, como, por exemplo, a sequência de anomalias (primeira ordem) sobre o curso do rio Amaraji.

Figura 43 - Mapa da distribuição espacial e densidade de *knickpoints* da bacia hidrográfica do Sirinhaém.

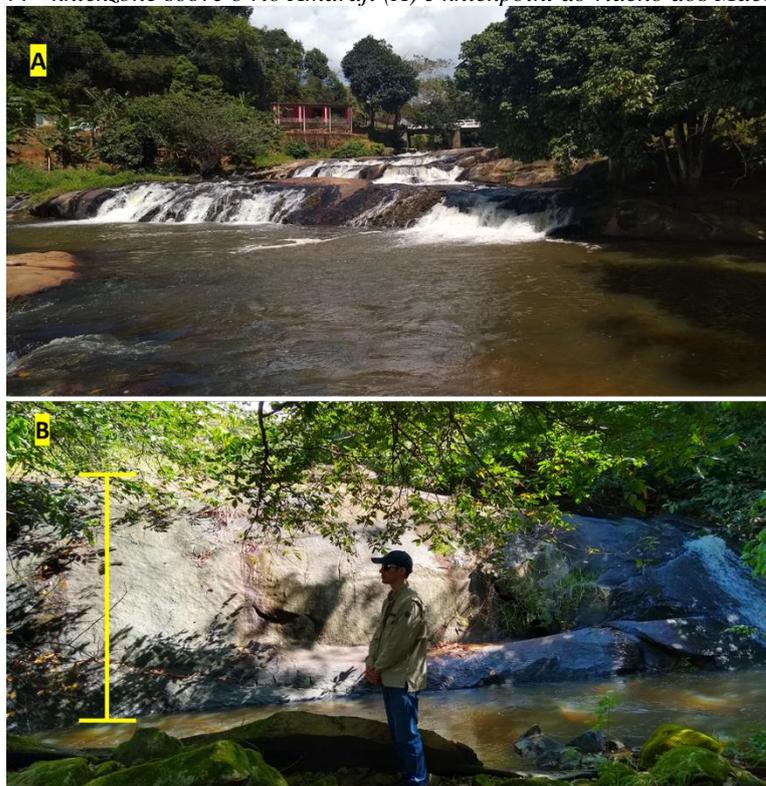


Fonte: O autor a partir da base de dados GLO-30 *Public* de resolução de 30m.

Ao destacar o rio Amaraji foi observado que as anomalias de 1º ordem estão localizadas em sua maioria sobre a mesma unidade geológica e algumas em áreas de contato litológico distinto. Portanto, as quebras como resultado de erosão diferencial correspondem a trechos pontuais, sendo a maioria dos gradientes de declives apontando para esforços tectônicos pretéritos com reflexos significativos no canal fluvial. O rio Amaraji exibe uma rede de *knickzone*, corredeiras e cachoeiras em seu curso. O riacho dos Macacos, drenagem de 4º ordem e afluente do Amaraji, apresenta uma anomalia de 1º ordem relevante por se tratar de trecho de

mesma geologia (Suíte intrusiva) formando um *knickpoint* após um cotovelo de drenagem, resultado direto da ZC indiscriminada que perpassa pelo canal fluvial (FIGURA 44).

Figura 44 - *knickzone* sobre o rio Amaraji (A) e *knickpoint* do riacho dos Macacos (B).

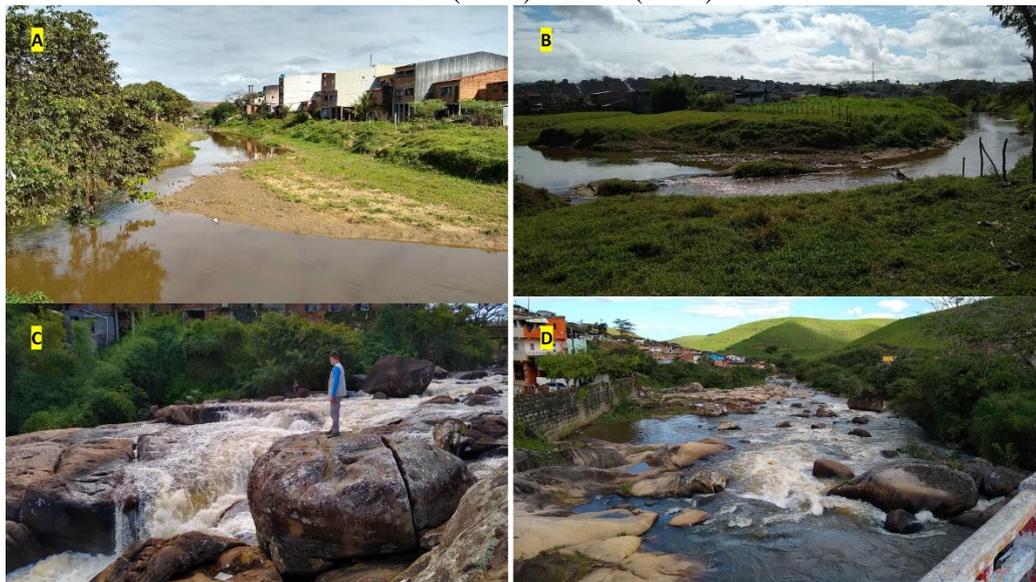


Fonte: Acervo do autor

Após o principal *knickpoint* no riacho dos Macacos segue outras quebras de menor gradiente e uma rede de fraturas com diferentes direções. São observados a formação de marmitas de dissolução no canal, sendo algumas atreladas as fraturas existentes no local. Acredita-se que sejam marmitas de dissolução ao invés de abrasão pela falta de sedimentos no canal, principalmente de seixos.

O comportamento do rio Sirinhaém também se alterna diante do contexto estrutural da BHRS. O trecho no alto curso em Barra de Guabiraba, o rio tem características indicando que está encaixado em uma falha (trecho retilíneo e cotovelo em 90°) o que possibilitou a acumulação de sedimentos. Sobre o setor entre o alto e médio curso na cidade de Cortês uma rede de *knickpoints*, corredeiras e rápidos, sem presença de sedimentos, adaptado as quebras regionais. Portanto, o rio Sirinhaém responde a possível reativação e movimentação das estruturas subjacentes, cujo resultado foi o desnivelamento dos blocos diretamente influenciado pelas ZCs de *trend* NE-SW (FIGURA 45).

Figura 45 - Adaptação do rio Sirinhaém ao contexto estrutural e tectônico da bacia hidrográfica. Barra de Guabiraba (A e B) e Cortês (C e D).



Fonte: Acervo do autor

Concentração de anomalias voltam a aparecer sobre o médio e baixo curso (Modelado Colinoso Dissecado entre 300 a 100 m) onde se localiza a bacia do rio Camaragibe. Nesta drenagem aparecem quatro anomalias de 1º ordem após o primeiro cotovelo de drenagem regional. Essas inflexuras foram identificadas por Silva et al. (2019) como possível captura de drenagem e abandono do antigo curso, atual riacho Lava Mão, ocorrido através processos tectônicos devido à reativação das estruturas durante o Cenozoico. As anomalias se encontram em área de mesma geologia (Suíte Intrusiva), portanto as quebras não são explicadas por erosão diferencial, além disso, foi constatado na área rochas de textura porfirítica com feldspatos alongados (FIGURA 46).

O primeiro cotovelo regional do rio Camaragibe coincide com uma das inflexuras encontradas no rio Sirinhaém. Desse modo, pode ser sugerido que essas modificações na direção da drenagem nos dois rios ocorreram ao mesmo tempo, como resultado do ajuste na ZC sinistral que atravessa o baixo curso da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém. O segundo cotovelo regional do rio Camaragibe é correlato com outro movimento da respectiva Zona de Cisalhamento, este pode estar em conforme com o período da captura regional do rio Sirinhaém. Todavia, os dados posteriores da pesquisa podem trazer mais esclarecimentos sobre estas indagações. A temporalidade exata só poder ser estimada com uso de técnicas de datações que não foram objetivo do escopo dessa pesquisa.

Figura 46 - Gradiente de declive do rio Camaragibe identificado como anomalia de 1° ordem.



Fonte: Acervo do autor.

No baixo curso da BHRS, após o cotovelo regional da qual modificou a direção do rio Sirinhaém que segue em grande parte de seu curso no sentido NW/SE e posteriormente, altera sua direção para o sentido N/S e W/E por consequência direta da ZC transcorrente sinistral atuante neste setor. Ao longo desse trecho a ocorrência de uma anomalia de 1° ordem que pode ser um indício do ponto de captura fluvial responsável pela reorganização da drenagem no baixo curso do rio Sirinhaém. Este processo será detalhado mais à frente no trabalho.

Este ponto está sobre a mesma geologia (Corpo Plúton sem Denominação), dessa forma o *knickpoint* se caracteriza mais pelo possível esforço tectônico pretérito da ZC transcorrente sinistral e consecutivo recuo erosivo pela ação da drenagem. Neste segmento do rio Sirinhaém foi instalado uma usina de geração de energia aproveitando o confinamento do canal e o gradiente de declive gerados após a captura fluvial (FIGURA 47).

Uma significativa maioria dos *knickpoints* distribuídos espacialmente pela BHRS representam anomalias na drenagem localizadas sobre na mesma unidade geológica, com alguns em área de contato litológico como indício de erosão diferencial, todavia a maioria dos declives de gradiente representam quebras no substrato geológico mapeado como homogêneo pela CPRM (2004), principalmente após os cotovelos de drenagem, apontando os registros na paisagem atual de esforços tectônicos pretéritos.

Figura 47 - Trecho confinado no baixo curso do rio Sirinhaém representando a possível captura fluvial após o setor de inflexura regional.



Fonte: Acervo do autor

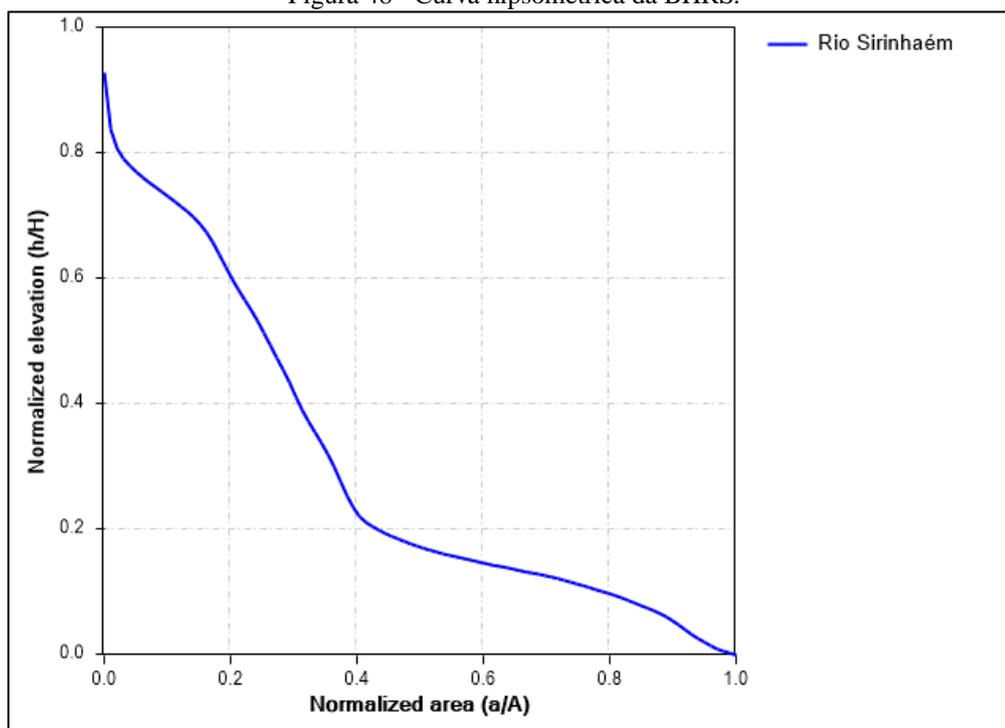
### 5.2.3 Análise das curvas hipsométricas e fator de assimetria em escala de sub-bacias sua interpretação para BHRS

As curvas hipsométricas e suas respectivas integrais (IH) foi aplicada na BHRS, em cinco sub-bacias de 5º ordem significativas para as características tectono-estrutural da BHRS e 49 sub-bacias de 4º ordem no intuito de compreender o comportamento do estágio erosivo de cada setor da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém.

A curva hipsométrica do rio Sirinhaém (FIGURA 48) exhibe variação de trechos côncavos e convexos modificando as formas da curva no decorrer do perfil e valor de HI indicando estágio de maturidade do relevo. Os setores de concavidade são intercalados por trechos côncavos indicando a BHRS um comportamento atrelado ao desnivelamento de blocos possivelmente condicionados as ZC de *trend* regional NE-SW, ou seja, provável reafeiçoamento tectônico durante o cenozoico.

O rio Sirinhaém se adapta às características de movimentação tectônica, apresentando segmentos convexos com poucos ou até mesmo ausência de quebras, enquanto outros exibem gradientes de ruptura acentuados, corredeiras e rápidos. É interessante destacar a presença de um trecho convexo no baixo curso da bacia hidrográfica, sugerindo um provável rejuvenescimento causado pela ação da ZC transcorrente sinistral. Isso pode ter ocasionado a captura fluvial e a mudança de direção do rio Sirinhaém.

Figura 48 - Curva hipsométrica da BHRS.



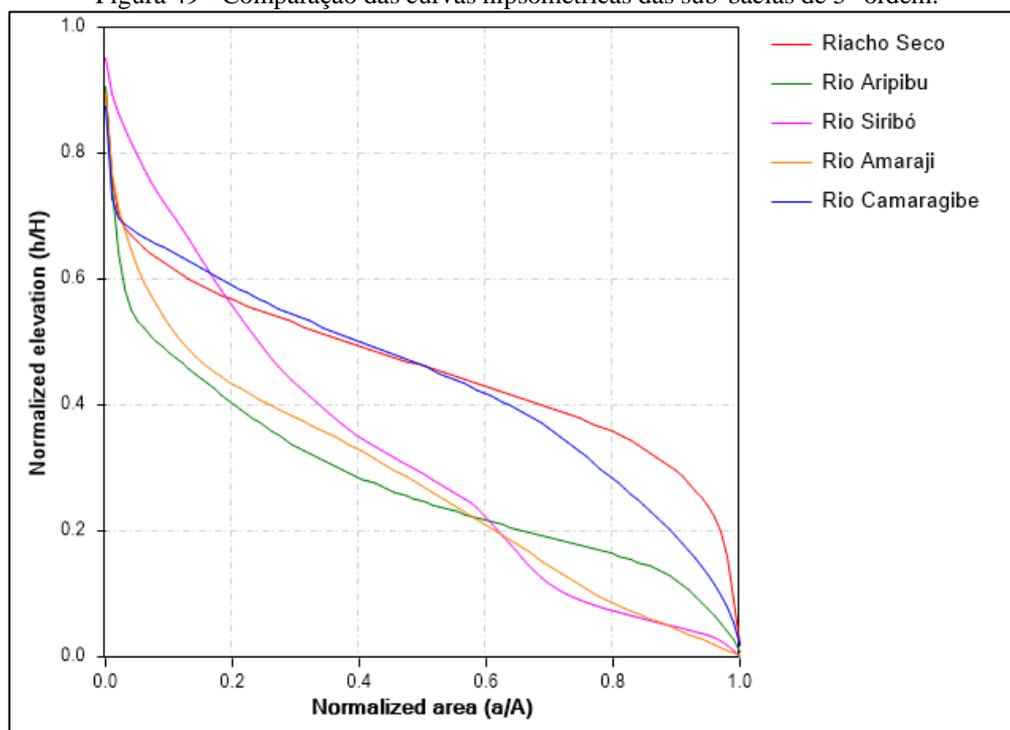
Fonte: Elaborado pelo autor.

As bacias de 5ª ordem são as do rio Amaraji, riacho Seco, Aripibú, Camaragibe e Siribó. As curvas hipsométricas indicam diferentes fases do processo de erosão entre as sub-bacias e refletem os diferentes setores da BHRS e seus respectivos comportamentos em relação aos blocos remobilizados por ação de movimentos tectônicos pretéritos.

Ao analisar as curvas hipsométricas comparando as sub-bacias é evidenciado peculiaridades a serem destacadas. A bacia do riacho Seco localizada no alto curso da BHRS exhibe um padrão de maturidade reafirmado por seu valor de IH (0,461) condizendo com sua posição na bacia hidrográfica em estudo. Entretanto, a bacia do rio Camaragibe situada entre o médio e baixo curso expõe o segundo perfil mais convexo com valor de IH (0,441) sugerindo um rejuvenescimento dessa última, em um setor da BHRS em que, partindo de um viés de interpretação climático, o processo de dissecação tenderia ao rebaixamento da respectiva sub-bacia (FIGURA 49).

As curvas das bacias hidrográficas do rio Amaraji, riacho Seco e Camaragibe e seus respectivos HI se enquadram no padrão de maturidade, enquanto as do rio Aripibú e Siribó exibem modelo de senilidade. A variabilidade das curvas hipsométricas em uma área sobre o mesmo clima reafirma a perspectiva de fatores tectônicos e/ou litológicos como principais elementos que condicionam a paisagem geomorfológica na BHRS.

Figura 49 - Comparação das curvas hipsométricas das sub-bacias de 5° ordem.

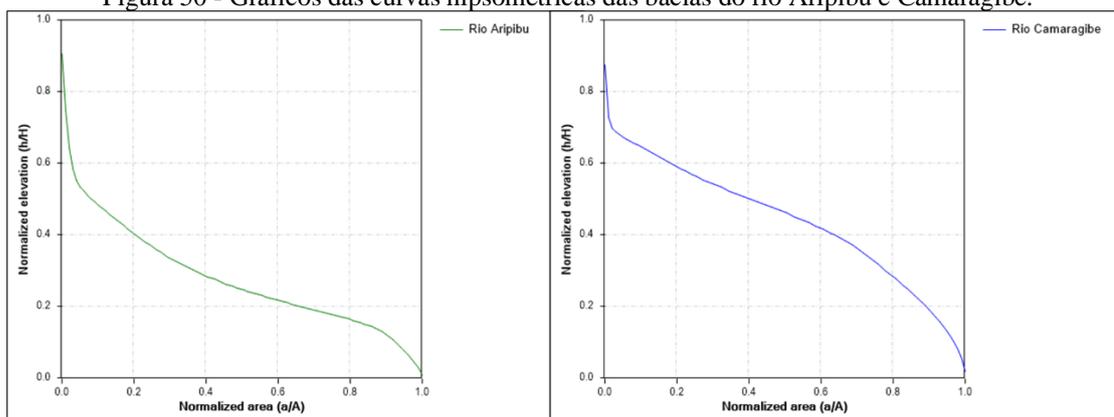


Fonte: Elaborado pelo autor.

Se houver uma correlação entre duas sub-bacias adjacentes, observam-se diferentes processos de dissecação (FIGURA 50). A bacia hidrográfica do rio Aripibú é mais dissecada quando comparada a do Camaragibe, de modo que a bacia hidrográfica do rio Camaragibe tem maior potencial em ser erodida, sobretudo nos pontos em que ocorre o avanço das drenagens da bacia o rio Aripibú (a oeste) e da bacia hidrográfica do rio Ipojuca (a norte) caracterizando um setor a ser capturado. A utilização do índice de  $\chi$  então confirma esta condição, indicando que os setores sofreram diferentes processo soerguimento diferencial de blocos crustais e erosão diferencial dando as respectivas bacias hidrográficas formas distintas de curvas hipsométricas.

Como estas duas sub-bacias estão localizadas no médio curso da BHRS e, portanto, compartilham as mesmas condições climáticas, ou seja, constata-se o aumento da média de precipitação a partir deste trecho, o fator climático não se configurou como elemento explicativo das formas contrastantes das curvas hipsométricas, de modo que o contexto tectono-estrutural se mostrou como mais adequado para explicar tal diferença. Estudos paleoclimáticos a partir dos depósitos colúvio-aluviais podem trazer respostas mais precisas da relação desses setores rejuvenescidos e o comportamento da paisagem durante as oscilações climáticas durante o quaternário, embora a preservação desses depósitos é mais rara ao sul do Lineamento Pernambuco.

Figura 50 - Gráficos das curvas hipsométricas das bacias do rio Aripibú e Camaragibe.



Fonte: Elaborado pelo autor.

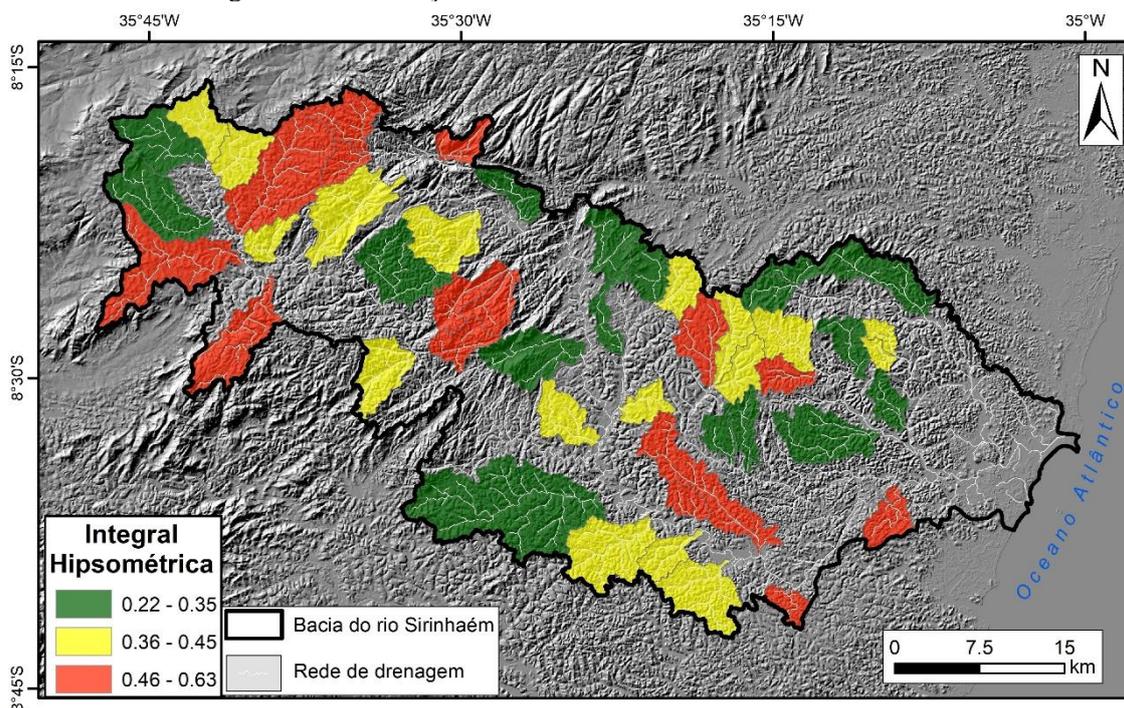
Diante da observação do mapa com a distribuição espacial (FIGURA 51) das sub-bacias de 4º ordem, pode-se observar as bacias com os maiores valores IH estão associadas aos setores condicionados as ZCs regionais, ou seja, as bacias que apresentam maior diferença altimétrica entre a montante e jusante reforçam a possibilidade de reafeiçoamento tectônico durante o cenozoico, o que resultou no desnivelamento dos blocos crustais na BHRS.

As sub-bacias localizadas a jusante da BHRS, com valores elevados do Índice de Horton (IH), coincidem com o setor da inflexão regional do rio Sirinhaém, que está inserido na área de influência da ZC transcorrente sinistral. Isso sugere um basculamento local que permitiu a mudança de direção do rio Sirinhaém e a subsequente captura fluvial. Uma dessas sub-bacias é o riacho Lava Mão, destacado aqui por representar o antigo curso do rio Camaragibe antes da formação da inflexura regional mencionada anteriormente.

A ZC transcorrente sinistral que entrecorre sobre o baixo curso da BHRS pode ser responsável diretamente na mudança de direção do rio Sirinhaém e possivelmente reverberou também nos cotovelos de drenagem na sub-bacia do rio Camaragibe, ou seja, o rearranjo dos canais fluviais ocorreu a partir da movimentação crustal da Zona de Cisalhamento.

Essas alterações na configuração da drenagem e a modificação do nível de base local e regional da qual os reflexos mais visíveis é o abandono o rio Camaragibe do seu antigo percurso (atual riacho Lava Mão, desconectado da bacia hidrográfica que pertencia) e a foz da bacia GL4 cujo padrão de desenvolvimento não condiz com canais fluviais de curta extensão, o que pode indicar para anterior foz do rio Sirinhaém antes do processo de captura.

Figura 51 - Distribuição dos valores de IH entre as sub-bacias de 4° ordem.



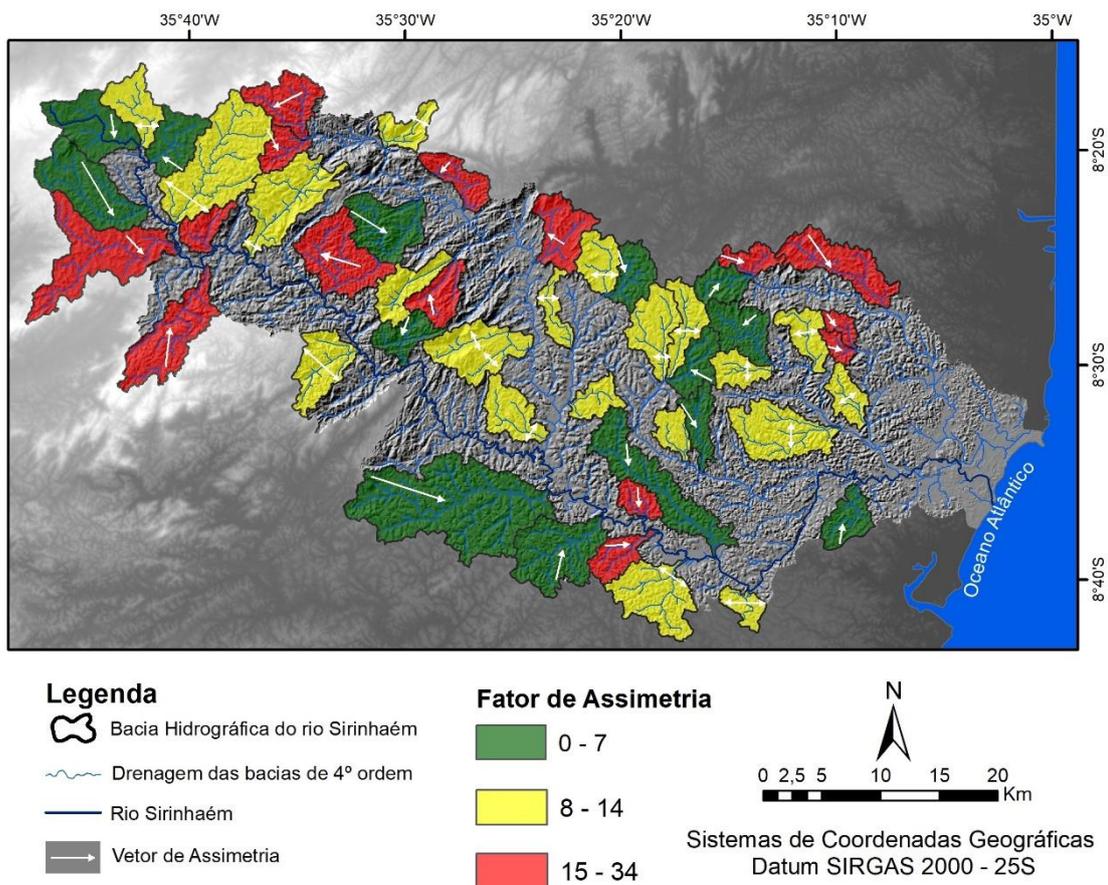
Fonte: O autor a partir da base de dados GLO-30 *Public* de resolução de 30m.

Ao seguir na escala de sub-bacia, o fator de assimetria mostra que os maiores valores de FAB seguem os setores em que atuam as Zonas de Cisalhamento, principalmente aquelas no alto e médio curso da BHRS. No baixo curso, o fator de assimetria não indicou fortes basculamentos, exceto na parte superior da bacia do rio Siribó, sobre influência das estruturas dominantes na bacia hidrográfica do rio Ipojuca.

Fatores litológicos, climáticos e até antrópicos podem ter interferido na questão da assimetria das bacias a jusante da BHRS, que não responderam a ações da ZC transcorrente sinistral atuante na área. O intenso processo de intemperismo dado ao clima tropical úmido e o uso e ocupação da terra pela cana-de-açúcar por mais de 500 anos pode ter alterado o curso dos canais fluviais para fornecimento de água para plantação.

Nas sub-bacias mais simétricas, os canais mais retilíneos estão fortemente condicionados pela estrutura, principalmente quando correlacionados com os dados fotolineamento, portanto são drenagens encaixadas, por vezes vales estruturais, adaptadas ao contexto tectônico ou a diferenças litológicas (FIGURA 52).

Figura 52 - Fator de assimetria das sub-bacias de 4º ordem da BHRS.



Fonte: O autor a partir da base de dados GLO-30 *Public* de resolução de 30m.

As técnicas usadas até agora podem fornecer informações sobre os aspectos tectono-estrutural da BHRS, mostrando soerguimento diferencial e desnivelamento dos blocos crustais devido à reativação das ZCs que atravessam a bacia hidrográfica. Essa característica rúptil dos blocos geotectônicos ao sul da ZCPE já foi apontada por Monteiro e Corrêa (2020) a partir das quebras evidenciadas pelo canal principal das bacias do rio Una e do rio Sirinhaém.

A bacia sedimentar de Pernambuco foi estudada por Lima Filho (1998) e Vasconcelos *et al.* (2019) em que indicam reativações tectônicas pós-rifte formando um sistema de Gráben e Horst resultando na inversão de bacia sedimentar na margem do NE brasileiro. A continuidade das ZCs do cristalino é observada sobre a bacia sedimentar costeira resultando na formação de discontinuidades que provocaram rearranjo dos canais fluviais (VASCONCELOS *et al.*, 2019). Ao sul do Lineamento Pernambuco a sequência das estruturas em “teclas” pode ter influenciado também a reativação e basculamento no baixo curso do rio Sirinhaém, o que levou a inflexura e captura fluvial, com reflexo no rearranjo da drenagem da BHRS.

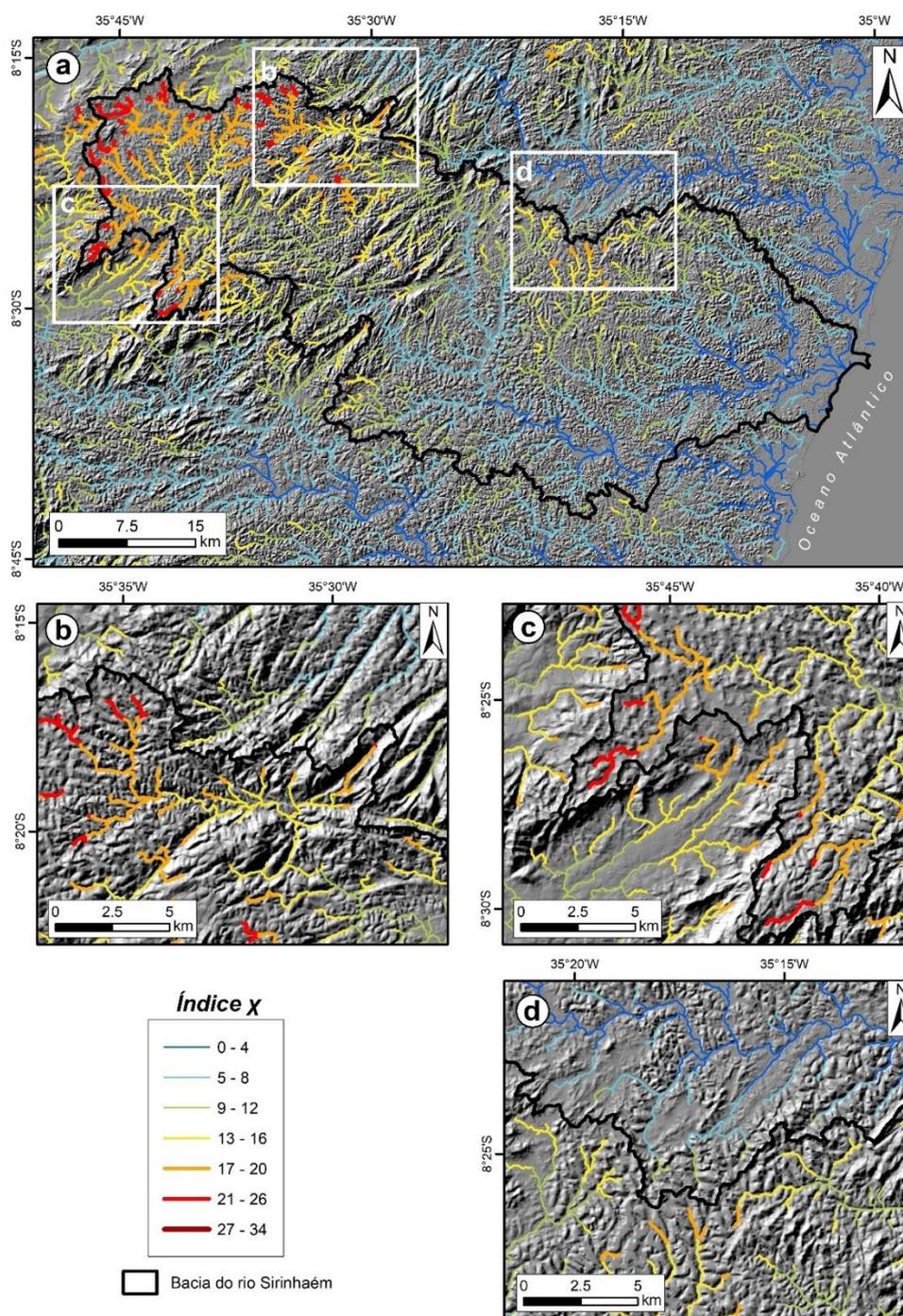
#### 5.2.4 Uso do Índice de Chi e Ksn para interpretação geomórfica das drenagens da BHRS

Os valores de  $\chi$  apontam para os setores da BHRS mais susceptíveis a serem capturados por drenagens de outras bacias hidrográficas circunvizinhas. No alto curso, a influência das duas ZC transcorrente sinistral é observada nos trechos com potencial avanço dos canais fluviais pertencentes às bacias hidrográficas do rio Una (ao sul e oeste) e do rio Ipojuca ao norte. O estresse tectônico pretérito ocasionado por essas estruturas possibilitou a formação de vales estruturais, nos quais as drenagens encaixadas avançam em direção à BHRS para uma futura captura fluvial no tempo geológico.

As áreas “b” e “d” destacados no mapa (FIGURA 53) correspondem a futuros processos de captura fluvial entre a BHRS e bacia hidrográfica do rio Ipojuca. No primeiro, um significativo vale estrutural separa os cursos fluviais entre uma bacia e outra cujo processo de erosão regressiva da drenagem pertencente a bacia hidrográfica do rio Ipojuca indica estar em ritmo mais acelerado de dissecação, avançando sobre a BHRS. É evidenciado um baixo divisor sobre rochas do Neoproterozoico da Suíte intrusiva Leucocrática peraluminosa, todavia em intenso desenvolvimento do manto de intemperismo, o que pode acelerar o processo de captura fluvial.

O segundo trecho ressaltado está localizado no médio curso da BHRS, que corresponde a trechos do alto curso da sub-bacia do rio Camaragibe, Aripibu e Siribó. Há uma sequência de baixos divisores intercalados entre colinas de topo retilíneos em que possivelmente a dissecação está refletindo um controle estrutural. A tendência de reorganização da drenagem nesta área é o avanço dos canais fluviais da bacia hidrográfica do rio Ipojuca sobre a BHRS. Entre as sub-bacias, a significativa elevação topográfica da bacia hidrográfica do rio Camaragibe faz com que haja o avanço das drenagens das bacias hidrográficas do rio Aripibú (a oeste) e do rio Siribó (a nordeste), tornando o alto curso desta bacia um setor com maior potencial de ser capturado.

A terceira área realçada no mapa com o índice de  $\chi$  representa um expressivo vale estrutural subordinado a ZC transcorrente sinistral que atravessa a BHRS e a bacia hidrográfica do rio Una. A drenagem encaixada neste vale de composição geológica submetida a Suíte Intrusiva avança sobre os canais fluviais desenvolvidos na unidade geológica Corpo Plúton sem Denominação inserido na BHRS, portanto neste setor ocorre uma sobreposição de controles tectônicos e estruturais.

Figura 53 - Mapa de valores de  $\chi$  da BHRS.

Fonte: O autor a partir da base de dados GLO-30 *Public* de resolução de 30m.

Quando ocorre a comparação do mapa com valores de  $\chi$  em relação aqueles de densidade de fotolineamento e *knickpoint*, observa-se uma correlação que mostra correspondência entre os dados morfométricos no divisor da BHRS com a bacia hidrográfica do rio Ipojuca. Estes

apontamentos podem sugerir para um basculamento no sentido N-S da BHRS em que uma das evidências visíveis é a assimetria do canal fluvial principal da bacia hidrográfica em questão, deslocado em praticamente todo seu percurso para a parte sul da BHRS.

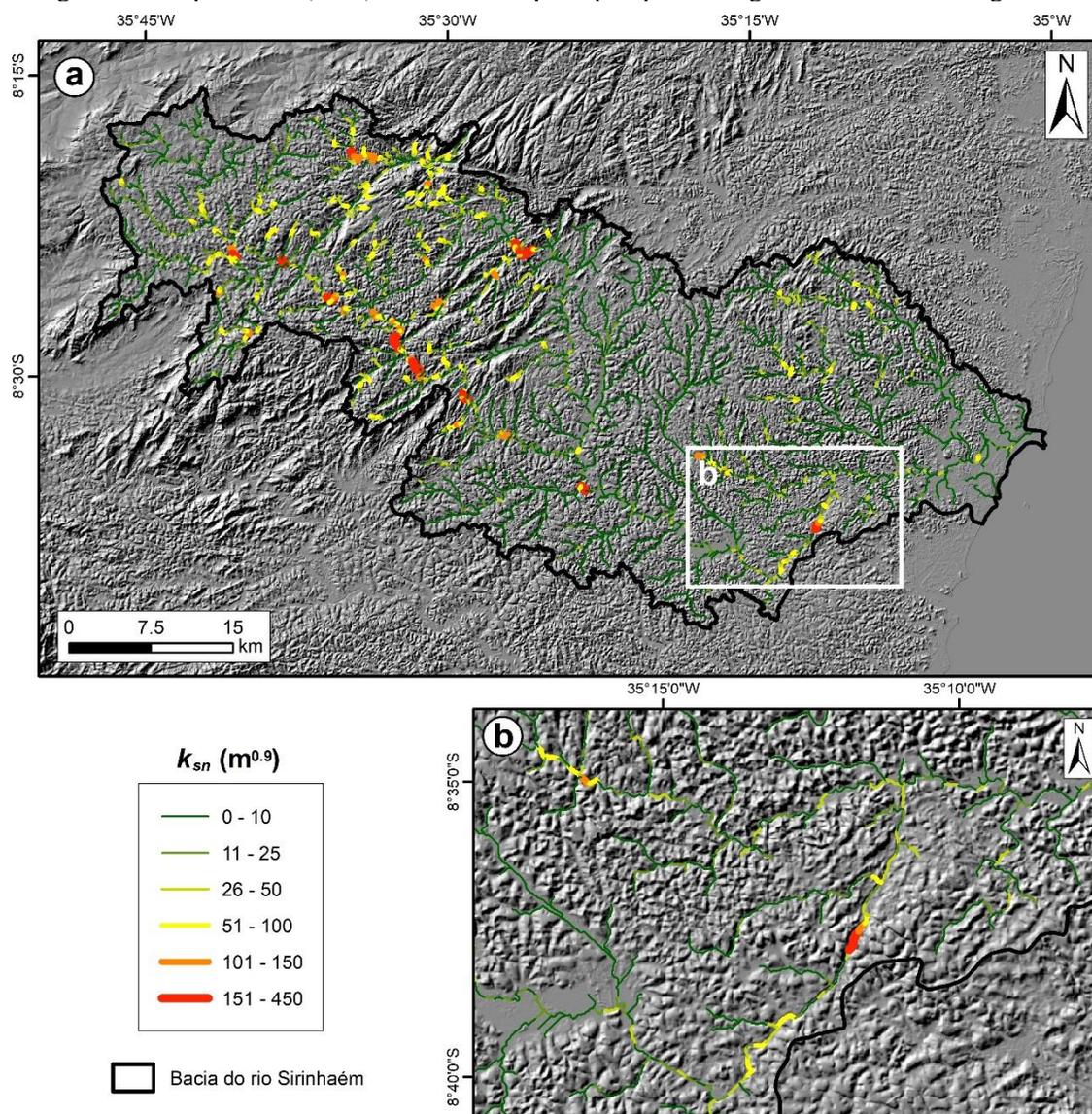
Utilizando uma técnica mais robusta demonstrada por Peifer *et al.* (2020) apoiada em diversos outros autores como Kirby e Whipple (2012); Perron e Royden (2013); Mudd *et al.* (2014; 2018), fazendo uso de algoritmo e ferramentas desenvolvidas por Gallen e Wegmann (2017); Schwanghart; Scherler (2014) foi extraído o  $K_{sn}$  a partir do chi para a BHRS. Os resultados da aplicação desse método indicam uma aproximação da energia local do canal fluvial (PEIFER *et al.*, 2020).

Os dados para a BHRS de  $K_{sn}$  até se aproximam daqueles observados pelo método de índice SL com alguns setores indicando as principais quebras do rio Amaraji e Sirinhaém. Esses setores de gradiente fluvial atrelados a trechos de maior energia coincidem com o condicionamento das ZCs que atravessam a bacia hidrográfica foco do estudo. Salientado anteriormente este desnivelamento dos blocos crustais dado a partir da reativação cenozoica das zonas de cisalhamento pré-cambrianas, provocou adaptações dos canais fluviais pertencentes a BHRS.

A área destacada no mapa (FIGURA 54) relacionada ao baixo curso da BHRS mostra valores altos de  $K_{sn}$  no trecho e vale confinado. É sugerido que este trecho seja o ponto da captura fluvial do rio Sirinhaém em que passa a seguir para sua foz hodierna. Portanto, anteriormente ao processo de captura este setor poderia representar a cabeceira de drenagem dos canais fluviais da antiga bacia GL4. Diante desta hipótese o rio Sirinhaém seguia o curso para sua foz pretérita, que atualmente refere-se a foz da respectiva GL4.

Portanto, o trecho do vale confinado cujo registro fotográfico já se encontra na parte da análise dos *knickpoints*, se configura como uma forma relictual de uma antiga cabeceira de drenagem capturada após soerguimento diferencial diante da influência direta da ZC transcorrente sinistral e pontualmente localizado, o que possibilitou a elevação topográfica e aumento da taxa de erosão regressiva devido ao acréscimo de energia local sobre o canal fluvial favorecendo o processo de interceptação de uma bacia hidrográfica sobre a outra.

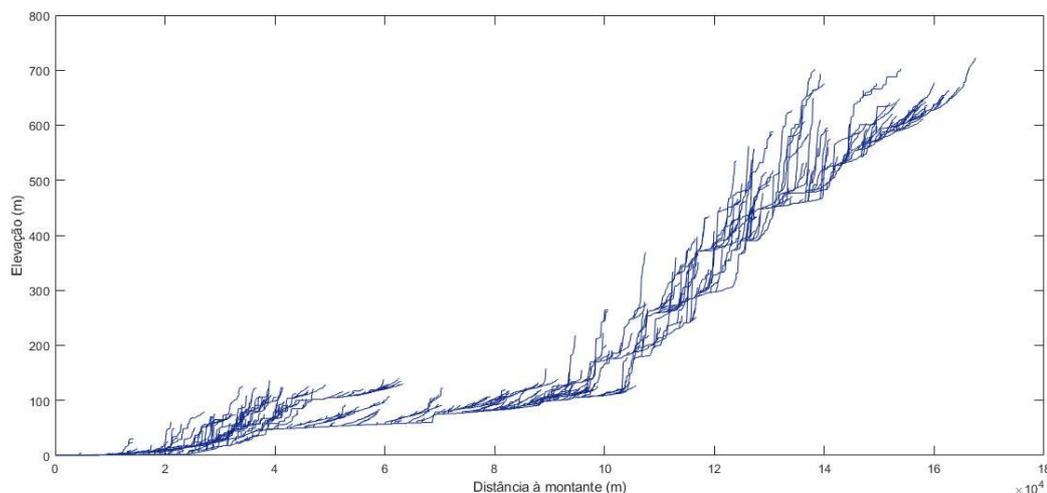
Figura 54 - Mapa de  $K_{sn}$  ( $m^{0.9}$ ) da BHRS e os principais pontos de gradiente fluvial e energia dos canais.



Fonte: O autor a partir da base de dados GLO-30 *Public* de resolução de 30m.

O gráfico do perfil longitudinal (Figura 55) mostra a distância a montante dos canais fluviais e os trechos com maior declividade. Os rios com as maiores inclinações estão presentes nos trechos onde os blocos crustais estão topograficamente elevados na BHRS. No baixo curso, onde normalmente ocorre uma diminuição do gradiente fluvial e da energia, ocorre um aumento da declividade, sugerindo o rejuvenescimento do relevo nessa região devido à reativação da transcorrente sinistral ZC que atravessa a área. Ao longo de todo o perfil longitudinal, há variações nos canais fluviais, com trechos de baixos ângulos de inclinação e outros com inclinações acentuadas, o que reafirma a adaptação da rede de drenagem aos blocos geotectônicos de natureza rúptil, indicando o desnivelamento topográfico.

Figura 55 - Figura 54 – Perfil longitudinal extraído da BHRS.

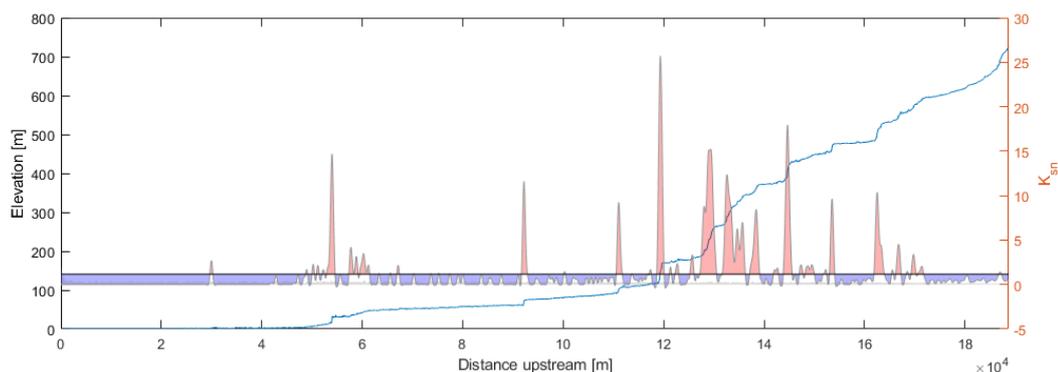


Fonte: Elaborado pelo autor.

O próximo gráfico (FIGURA 56) consiste em avaliar as anomalias positivas e negativas de  $K_{sn}$  do perfil longitudinal do rio Sirinhaém. Essas anomalias são observadas a partir das manchas azuis e vermelhas alinhadas a uma linha de cor preta indicando o valor médio de  $K_{sn}$ . As anomalias positivas (manchas vermelhas) estão correlacionadas aos gradientes de maior declividade do rio, onde se encontram as quebras, corredeiras e rápidos intercalado com trechos de anomalia negativa (manchas azuis) com perfil mais suave do canal fluvial.

Chama a atenção no baixo curso do rio Sirinhaém a presença de uma significativa anomalia positiva, coincidindo com o trecho do vale confinado após a inflexura regional. Esta anomalia positiva pode reafirmar a hipótese que esse setor corresponde a uma antiga cabeceira de drenagem capturada. O processo de incisão fluvial em curso, atrelado a um setor de grande energia local de vazão e estreitamento do canal fluvial, sugerem ser uma área ainda em estágio inicial de dissecação, considerando erosão de longo-termo, dessa forma, pode indicar um rejuvenescimento do relevo em escala local. Portanto, a existência dessa anomalia pode ser mais um indicativo de rearranjo da drenagem entre o BHRS e a GL4.

Figura 56 - Gráfico de anomalia de  $K_{sn}$  aplicado ao rio Sirinhaém.



Fonte: Elaborado pelo autor.

A última análise a ser feita é a do relevo local ou amplitude local de elevação da BHRS. Observa-se uma variação espacial referente ao relevo local na área de estudo, com elevações entre 11 metros no baixo curso até 432 metros no alto curso da bacia hidrográfica em questão. A organização espacial do relevo diante da amplitude local de elevação condiz com a hipótese de blocos geotectônicos soerguidos que sugerem um basculamento no sentido N-S, destacado anteriormente pelos mapas de densidade de lineamento, *knickpoint* e valores de Chi exibindo concentração de formas lineares, gradiente de declives e setores mais susceptíveis a captura fluvial no divisor com a bacia hidrográfica do rio Ipojuca.

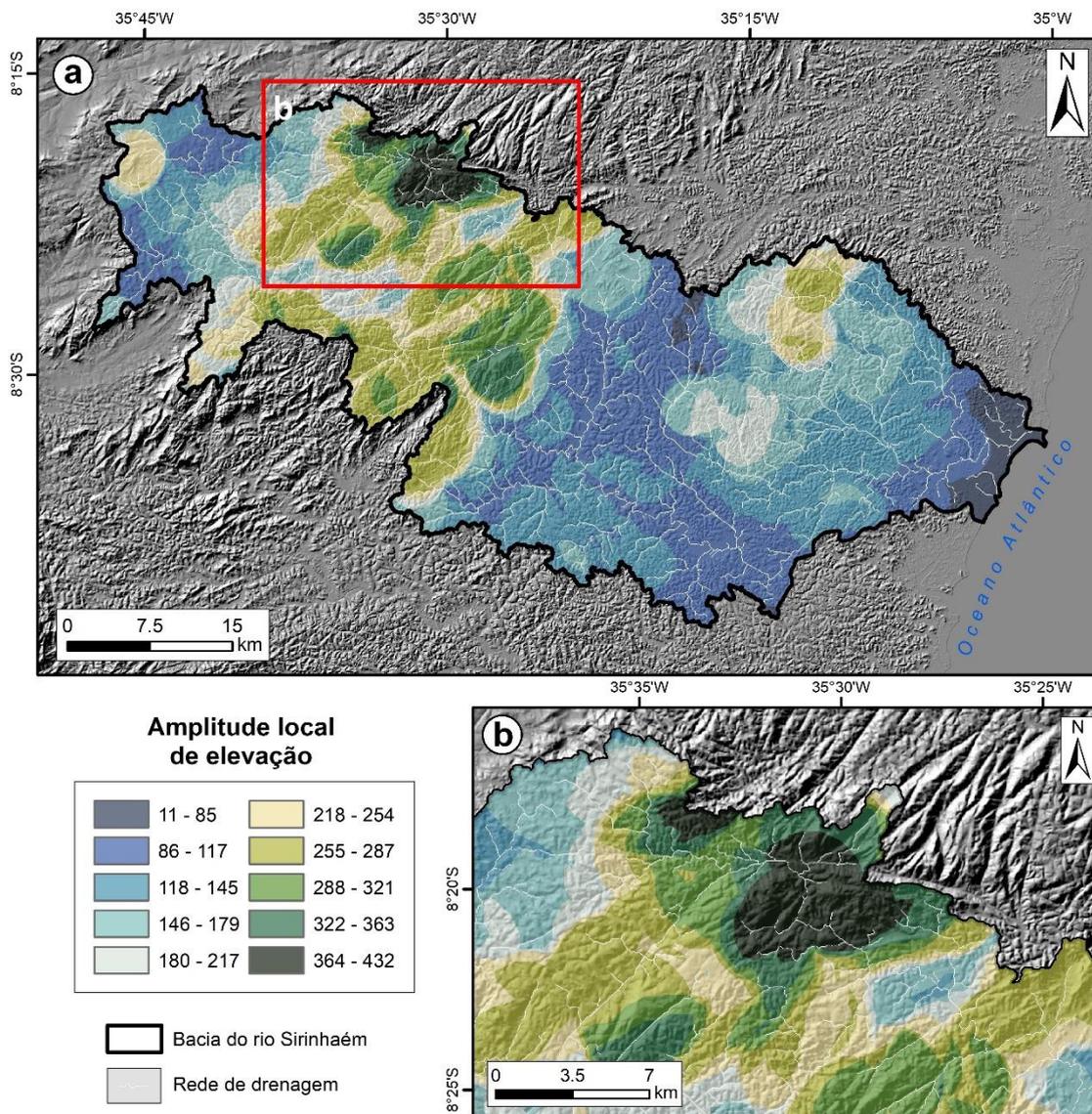
No setor realçado no mapa (FIGURA 57) tem-se a maior amplitude do relevo no divisor com a bacia hidrográfica do rio Ipojuca onde se encontra um vale estrutural e um sistema de cristas retilíneas em variadas direções indicando forte controle estrutural e tectônico. Este vale estrutural é possivelmente resultado de sobreposição de forças tectônicas em direções distintas dada pela movimentação da ZCPE *trend* E-W e ZCs regionais *trend* NE-SW, em que fraturamentos provocados por esforços na trama crustal se tornaram área preferencial de ação da drenagem e dissecação do relevo.

Os canais fluviais retilíneos e padrão dentrítico da drenagem reafirma o controle estrutural da área, em que dois futuros processos de captura fluvial se destacam na paisagem geomorfológica. Em curso está a subsequente captura da drenagem do riacho Caranguejo pelo canal de primeira ordem pertencente a bacia hidrográfica do rio Amaraji e a segunda é o avanço da drenagem da bacia hidrográfica do rio Ipojuca sobre a BHRS.

Continuando ao longo do divisor da BHRS com a bacia hidrográfica do rio Ipojuca, o alto curso da sub-bacia do rio Camaragibe é outra área de amplitude de relevo local, anteriormente enfatizada pelas características morfológicas de topos de colinas e vales

retilíneos, topografia acentuada, indicando alta susceptibilidade ao avanço e captura fluvial das drenagens referentes as bacias hidrográficas circunvizinhas.

Figura 57 - Mapa de amplitude local de elevação da BHRS.



Fonte: O autor a partir da base de dados GLO-30 *Public* de resolução de 30m.

Exemplos como processos de *far field stress*, elevação pós-rifte, basculamento flexural, topografia dinâmica, mecanismos *strike-slip*, dados geofísicos e sismológicos descritos na literatura especializada pode ser um condicionante para explicar os soerguimentos diferenciais como apontados pelos trabalhos (FERREIRA et al., 1998, 2008; RICCOMINI; ASSUNÇÃO, 1999; CORRÊA et al., 2010; NIKOLAEVA et al., 2011; OLIVEIRA, 2008; OLIVEIRA; MEDEIROS, 2012; BEZERRA et al., 2008, 2011, 2014; JAPSEN et al. 2012a; THYBO; ARTEMIEVA, 2013; BLENKINSOP; MOORE, 2013; YAMATO et al., 2013; CLOETINGH

et al., 2013; LIMA NETO et al., 2013, 2014; ALVES; ROSSETTI, 2016, 2017; SACEK, 2017; GREEN et al., 2018; VASCONCELOS et al. 2019; ALVES et al., 2019; OLIVEIRA, 2019).

As técnicas morfométricas utilizadas na presente pesquisa visam trazer luz para interpretação do contexto geotectônico da BHRS. Desde técnicas já consolidadas na literatura geomorfológica até as mais recentes e robustas foram apresentadas aqui no intuito de validar a hipótese de reativações tectônicas cenozoicas a partir das ZCs pré-cambrianas, dando a característica rúptil e de desnivelamento de blocos crustais da BHRS e a adaptação da drenagem a esses processos tectônicos e estruturais.

Estes métodos podem corroborar com a hipótese formulada a partir da observação realizada em MDE e no mapa de ordens dos canais (método de Strahler) na geração automática da drenagem, ou seja, àquela realizada em ambiente GIS, mostra que o canal principal do rio Sirinhaém vai para uma direção diferente da sua foz atual, como observado no canal de 7º ordem. É neste ponto em que houve a captura regional do rio Sirinhaém.

Nesse caso, a direção apontada pelo canal de 7º ordem é o provável paleocurso do Sirinhaém em sua direção pretérita, todavia, atualmente encontra-se a GL4 (Grupo de Bacias de Pequenos Rios Litorâneos). É notável também destacar como a foz da GL4 é mais desenvolvida com recuo erosivo no continente em comparação com a foz hodierna do rio Sirinhaém. Portanto, alguns apontamentos que sugerem a hipótese de captura fluvial.

### 5.3 DISCUSSÃO SOBRE A EVOLUÇÃO PÓS-RIFTE DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO SIRINHAÉM

Os compartimentos geotectônicos ao sul da ZCPE evidenciam um significativo condicionamento do relevo por estruturas rúpteis regionais, as quais se expressam na morfologia dos canais e encostas como quebras de patamar abruptas (Monteiro e Corrêa, 2020). Este contexto é observado quando se analisam os aspectos morfoestruturais e morfotectônicos da BHRS em que reativações cenozoicas das ZCs pré-cambrianas ocasionaram soerguimento diferencial dos blocos crustais que fazem parte do embasamento da bacia hidrográfica em questão, cujo resultado foi o desnivelamento topográfico e rearranjo dos canais fluviais pertencentes a bacia hidrográfica investigada.

Os mecanismos de pulsos tectônicos ocorrido na fase rifte e pós-rifte (SAADI, 1998), além de regime de esforços compressivos L - O durante o cenozoico evidenciados a partir de estudos tanto a norte (BEZERRA et al., 2011; 2014; LIMA et al., 2017; ALVES et al., 2019) quanto a sul da ZCPE por (LIMA et al., 2014; VASCONCELOS *et al.*, 2019) atestam para um

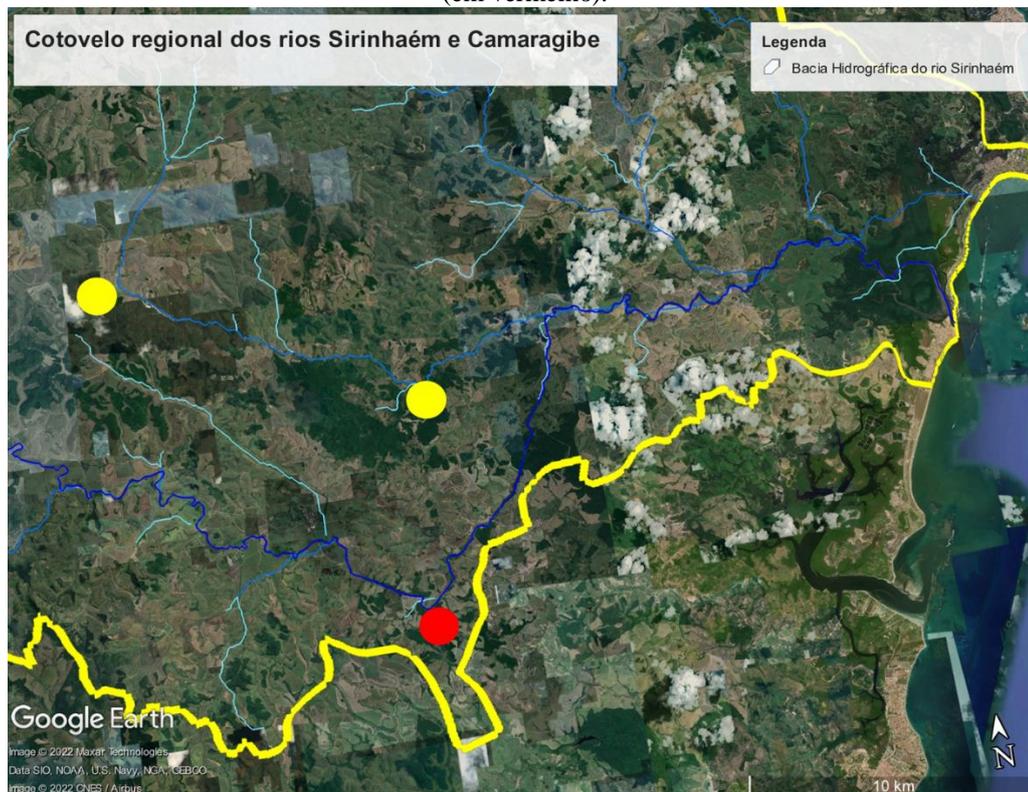
cenário de soerguimento na costa leste do NE brasileiro, contexto no qual a BHRS também se insere. Essa dinâmica de deformações verticais do terreno e mudanças no nível de base resultou em readaptação da drenagem e aceleração do processo de incisão fluvial por aumento de inclinação topográfica em setores rejuvenescidos.

O comportamento dos canais fluviais ao desnivelamento dos blocos crustais ocorre de maneira distinta entre o alto e médio/baixo curso da BHRS. No alto curso os canais são mais retilíneos, encaixados em vales estruturais como já anteriormente demonstrado, onde tanto afluentes do rio Amaraji quanto do rio Sirinhaém formam ângulos retos em trechos de confluência. Tem-se como exemplo desses canais fluviais o riacho Renon, riacho Caranguejo, riacho Laranjeiras e riacho dos Macacos, este último, com rupturas de declive significativas em um setor de homogeneidade litológica, porém marcado por deformação rúptil ao longo de uma ZC proterozóica.

No médio e baixo curso os canais fluviais exibem inflexuras com significativos cotovelos regionais evidenciado pelos rios Camaragibe e Sirinhaém (FIGURA 58). É sugerido que estes rearranjos da drenagem são reflexos da movimentação do tipo *strike-slip* da ZC transcorrente sinistral que perpassa sob o baixo curso da BHRS, em que sua movimentação durante as fases rifte (cretáceo inferior) e pós-rifte (cretáceo superior e Cenozoico), ocasionou modificações no curso dos rios supracitados.

Deformações tectônicas na bacia sedimentar Paraíba e seus reflexos observados a partir de aplicação de índices geomórficos nas bacias hidrográficas dos rios Camaratuba, Miriri, Mamanguape e Paraíba indicaram padrões de canais anômalos, inflexões de canais formando ângulo reto, capturas fluviais, dobras e falhas em pacotes sedimentares a norte da ZCPE (BEZERRA *et al.*, 2014; ALVES; ROSSETTI, 2016; 2017; ALVES *et al.*, 2019). Fonseca *et al.* (2020) também demonstraram o papel das reativações rúpteis no rearranjo de depósitos com características redoximórficas e desenvolvimento de mosqueamentos, típico de ambientes fluviais. Esses, após o processo de deslocamento do nível de base e inversão de relevo, são convertidos em depósitos coluviais que passam por novas fases de remobilização e alocação em espaços de acomodação estruturalmente condicionados. Ainda de acordo com esses autores, essa dinâmica é característica de ambientes de tafrogênese em margem passiva, assim como documentado anteriormente por Bezerra *et al.* (2008) para o gráben do Cariatá.

Figura 58 - Imagem ilustrativa indicando os pontos de inflexura dos rios Camaragibe (em amarelo) e Sirinhaém (em vermelho).



Fonte: Google Earth, adaptado pelo autor.

Ao estabelecer um estágio evolutivo no que diz respeito às mudanças no sentido da drenagem, o movimento direcional da ZC transcorrente sinistral levou à formação do cotovelo regional do rio Sirinhaém, com resposta também da inflexura do rio Camaragibe, resultando na alteração do nível de base dos respectivos canais fluviais, configurando assim, no estágio inicial de rearranjo da drenagem durante a fase rifte. O canal relictual deixado pela reorganização e mudança de sentido do rio Camaragibe é o atual riacho Lava Mão, enquanto o canal fluvial abandonado pelo rio Sirinhaém é o denominado rio da União, atualmente pertencente a GL4. É importante salientar que o movimento da ZC foi responsável por um basculamento local e rejuvenescimento do relevo no setor (Fig. 54 e 55), como mostrado nos gráficos de perfil longitudinal e anomalia de  $K_{sn}$ . Mesmo sendo dominada por uma cinemática de rejeito direcional, essas estruturas também são marcadas por um componente secundário de deformação vertical (KELLER; PINTER, 2002).

Após o estabelecimento do cotovelo regional do rio Sirinhaém, o mesmo segue a direção indicada no mapa de hierarquia dos canais fluviais representado pela figura 41, onde se inicia a formação do atual estuário da GL4. Devido ao aparente desenvolvimento deste estuário, sugere-se que o rio Sirinhaém tenha passado um longo tempo depositando seus sedimentos

nessa área, possivelmente já durante a fase pós-rifte. O canal remanescente desse período na paisagem é o rio Goicana, hoje parte da GL4 (FIGURA 59). O rio Goicana apresenta trechos com amplas planícies de inundação com significativo aporte de sedimentos estocados que não condizem com sua configuração contemporânea, em um contexto semelhante ao relatado por Tavares *et al.* (2014) para as bacias dos rios Paraíba e Mumbaba, no gráben do Cariatá.

Em um segundo estágio ocorre a captura fluvial do rio Sirinhaém pela antiga cabeceira de drenagem que no passado (tempo geológico) representava os canais de curta extensão que seguiam seu curso para o oceano Atlântico, porém localizado a norte do pretérito baixo curso do rio Sirinhaém. Portanto, com a captura fluvial houve o rearranjo da drenagem diante da invasão dos canais da antiga bacia de rios litorâneos sobre a pretérita bacia hidrográfica do rio Sirinhaém, ocasionado primeiramente pelo movimento *strike-slip* da ZC transcorrente sinistral e, posterior processo de *top-down* por recuo erosivo acelerado pelo aumento de vazão após o rejuvenescimento do relevo na pretérita cabeceira de drenagem composta pela anterior bacia de rios litorâneos.

Figura 59 - Bloco diagrama evidenciando condicionamento morfoestrutural do baixo curso do rio Sirinhaém. A linha tracejada amarela delinea o atual divisor de drenagem. A linha preta corresponde à zona de cisalhamento sinistral que controla a morfologia do divisor. A linha azul indica o atual canal principal. As linhas tracejadas vermelhas correspondem aos canais abandonados que hoje constituem a GL4.



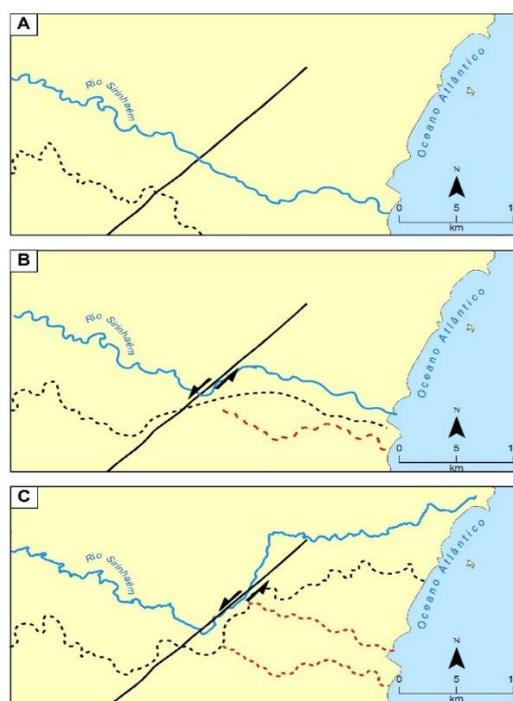
Fonte: O autor a partir da base de dados GLO-30 *Public* de resolução de 30m.

A hipótese consiste no fato em que o rearranjo da drenagem após a captura fluvial ocasionou a mudança de posição entre a BHRS e a GL4. Entretanto a falta de registros sedimentológicos preservados na paisagem é um fator limitador do estudo. O grande volume pluviométrico e o intenso uso e ocupação da terra associada à monocultura canavieira

impossibilitaram o acesso à registros sedimentares desse processo. Porém, a presença de alguns elementos, como cataclastos no setor onde ocorre a inflexura do rio Sirinhaém, são indícios de que o setor se apresenta como uma zona de reativação preferencial, considerando que a propagação de esforços em descontinuidades preexistentes é um processo menos complexo que a nucleação de novas falhas (HASUI, 1990). Desse modo, em virtude da evolução do sistema de drenagem, com hierarquização e erosão regressiva das cabeceiras resultando em níveis escarpados dissecados, pode-se aventar que a captura é um processo antigo, não havendo sobrevivido paleo-terraços no trechos de canais inadaptados, pós perda de área de drenagem à montante.

O trecho confinado no baixo curso é o elemento na paisagem indicador da captura fluvial do rio Sirinhaém. O processo relativamente recente, pensando em erosão em leito de rio rochoso, de incisão fluvial em rochas do neoproterozoico mostram que este setor foi rejuvenescido localmente por um pulso de soerguimento que pode estar associado a compensação isostática, flexura de borda ou esforços compressivos (*far field stresses*) por conta da movimentação do continente como abordado em estudos (BEZERRA *et al.*, 2011, 2014; YAMATO *et al.*, 2013; ASSUNÇÃO *et al.*, 2016; ALVES *et al.*, 2019).

Figura 60 - A - Num primeiro momento após a fase rifte o rio Sirinhaém tinha como baixo curso o que hoje é atualmente o rio da União; B - Com o início da reativação da ZC transcorrente sinistral, processos de rearranjo fluvial forçam o Sirinhaém a mudar seu curso, passando o seu baixo curso para o já abandonado rio Goicana; C - Após uma significativa fase e deformação direcional, o Sirinhaém assume o que é o seu atual baixo curso, deixando para trás drenagens desajustadas que compõem os pequenos rios litorâneos da GL4.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Analises morfométricas correlacionadas a outros estudos podem servir de base para compreender o contexto de rearranjo da drenagem na BHRS. O trabalho de Camargo (2016) na Plataforma Continental ao sul da ZCPE, em que destaca a existência de três canais submersos que podem ser associados a paleodrenagem do rio Sirinhaém. O canal de Zieta, por exemplo, é considerado um dos mais profundos e seu percurso é uma prolongação da foz das drenagens de curta extensão da GL4 no ambiente da plataforma continental. Portanto, esses canais fluviais não teriam a competência de formar um canal submerso profundo, dessa forma, é plausível o cânion submarino na área ao paleocurso do rio Sirinhaém.

## 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A bacia hidrográfica do rio Sirinhaém apresenta um contexto morfotectônico e morfoestrutural associados a estruturas rúpteis que sofreram reafeçoamento topográfico a partir de pulsos tectônicos durante as fases rifte e pós-rifte, conduzindo a adaptação da drenagem a esses processos. O desnivelamento dos blocos crustais condicionado a reativação das Zonas de Cisalhamento pré-cambrianas deram as formas de relevo e canais fluviais características distintas em cada setor da BHRS.

Na análise morfológica constataram-se setores com interflúvios mais dissecados e vales abertos intercalado por áreas onde os interflúvios menos dissecados e vales estruturais adequado a influência das ZCs que atravessam a bacia hidrográfica em questão. O movimento dessas Zonas de Cisalhamento pode ter conduzido a mecanismos compressivos na trama crustal, cujo reflexo nas formas e drenagem foram distintos. O processo de dissecação entre o alto e médio curso da BHRS está totalmente subordinado as ações tectônicas pretérita e a erosão diferencial em trechos de litótipos distintos.

As técnicas morfométricas aplicadas trouxeram dados que reafirmaram o desnivelamento dos blocos crustais que compõe o embasamento da BHRS. Concentração de topos retilíneos em cristas e colinas, vales alinhados subordinados a dissecação comandada pelos *trends* regionais das ZCs ou aparentando sobreposição em sentido oposto as direções das Zonas de Cisalhamento, setores preferenciais na distribuição dos *knickpoints*, Integrais Hipsométricas indicando estágios evolutivos distintos das sub-bacias, fator de assimetria adaptado as condições tectono-estrutural de cada setor e culminando nos dados mais robustos de  $K_{sn}$  e amplitude de relevo, permitiram sugerir o comportamento geotectônico rúptil associado a soerguimento local dos blocos onde a reposta superficial foi o rearranjo da drenagem, sobretudo no médio e baixo curso da bacia hidrográfica.

Por fim, estes reajustes dos canais fluviais ao contexto tectônico durante a dinâmica na trama crustal entre o cretáceo inferior até o cenozoico, possibilitou a captura fluvial regional do rio Sirinhaém a qual levou a reorganização da drenagem entre o baixo curso da BHRS e a GL4. Houve a transferência de cursos fluviais entre as respectivas bacias hidrográficas, deixando na paisagem o registro relictual desse processo. Posteriores estudos são necessários para indicar que dinâmicas semelhantes ocorreram em outras bacias hidrográficas da borda leste do NE brasileiro.

## REFERÊNCIAS

- ABREU, A. A. Surrell e as Leis da Morfologia Fluvial. In: **Craton & Incraton – Escritos e Documentos**. São José do Rio Preto, São Paulo, IBILCE-UNESP, 1980.
- ADAMS, B. A.; WHIPPLE, K. X.; FORTE, A. M.; HEIMSATH, A. M.; HODGES, K. V. Climate controls on erosion in tectonically active landscapes. **Science Advances**, v. 6, eaaz3166, 2020.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, **Simp. de Geol. do Nordeste**, 8, Campina Grande – PB, Atas, 363-391, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. Brazilian Structural Provinces: an introduction. **Earth Science Review**, 17:1-19, Amsterdam, 1981.
- ALMEIDA, F.F.M., BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The Origin and Evolution of the South American Platform. **Earth-Science Reviews**, v. 50, p. 77 – 111. Amsterdam, 2000.
- ALMEIDA, C.B.; CRUZ, L.R.; JARDIM DE SÁ, E.F.; VASCONCELOS, P.M.P.; MEDEIROS, W.E. Tectônica e relações estratigráficas na sub-bacia de Pernambuco, NE do Brasil; contribuição ao conhecimento do rifte Sul-Atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.13 (2), p.167–190, 2005.
- ALVES, F.C.; ROSSETTI, D.F. Influência neotectônica no estabelecimento dos vales dos rios Paraíba e Mamanguape, norte da Bacia Paraíba (PB). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n° 3, 2016.
- ALVES, F.C.; ROSSETTI, D.F. Neotectonic record in South American passive margin based on morphostructural analysis of northern Paraíba Basin, Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 61/2, p. 95-108, 2017.
- ALVES, F.C.; ROSSETTI, 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.
- ANDRADES-FILHO, C.; ROSSETTI, D. F.; BEZERRA, F. H. R. The unsteady post-rift stage of the South American passive margin based on the tectono-sedimentary evolution of the onshore Paraíba Basin, NE Brazil. **Quaternary International**, v. 580, p. 100-119, 2021.
- ANTÓN, L.; DE VICENTE, G.; MUÑOZ-MARTÍN, A.; STOKES, M. Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia). **Geomorphology**, v. 206, p. 250-261, 2014.
- ARAÚJO FILHO, J. C. de; BURGOS, N.; LOPES, O. F.; SILVA, F. H. B. B. da; MEDEIROS, L. A. R.; MELO FILHO, H. F. R. de; PARAHYBA, R. da B. V.; CAVALCANTI, A. C.; OLIVEIRA NETO, M. B. de; SILVA, F. B. R. e; LEITE, A. P.; SANTOS, J. C. P. dos; SOUSA NETO, N. C. de; SILVA, A. B. da; LUZ, L. R. Q. P. da; LIMA, P. C. de; REIS, R. M. G.;

BARROS, A. H. C. **Levantamento de reconhecimento de baixa e média intensidade dos solos do Estado de Pernambuco**. Embrapa Solos. Boletim de pesquisa, 11. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 378 p. 2000.

ARAUJO, C.E.G., WEINBERG, R.F., CORDANI, U.G. Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): a two stage Neoproterozoic collision process. **Terra Nova**, v.26, n.2, p. 157-168, 2013.

ASSUMPCÃO, M.; DIAS, F. L.; ZEVALLOS, I.; NALIBOFF, J. B. Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 71, p. 278–295, 2016.

BARBOSA, J.A.; LIMA FILHO, M. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços. **Boletim de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 14, p. 287-306, 2006.

BARBOSA, J.A.; NEUMANN, V.H.; LIMA FILHO, M.; SOUZA, E.M.; MORAES, M.A. Estatigrafia da Faixa Costeira Recife-Natal (Bacia Paraíba e Plataforma Natal), NE Brasil. **Revista Estudos Geológicos**, v. 17, p. 3-30, 2007.

BARROS, A.C.M.; CORRÊA, A.C.B.; TAVARES, B.A.C. Controles Estruturais sobre a Sedimentação de Fundo de Vale na Bacia do Riacho Grande/PB. **Clio Arqueológica**, v. 32, n. 3, p. 1-36, 2017.

BEAUMONT, C.; KOOI, H.; WILLET, S. Coupled tectonic-surface process models with applications to rifted margins and collisional orogens. In: SUMMERFIELD, M. **Geomorphology and Global Tectonics**. Ed. Wiley & Sons Ltd, 386 p., 2000.

BERGER, W. Sea level in the late Quaternary: patterns of variation and implications. **International Journal of Earth Sciences**, v. 97, p. 1143–1150, 2008.

BEZERRA, F. H. R. Neotectonics in northeastern Brazil: implications for a preliminary seismic-hazard assessment. **Revista Brasileira de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 30, n. 3, p. 558-560, 2000.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **South American Earth Sciences**, v.14, p. 61-75, 2001.

BEZERRA, F. H. R.; FONSECA, V. P.; VITA-FINZI, C.; LIMA FILHO, F. P.; SAADI, A. Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial graves and gravelly sediments, NE Brazil. **Engineering Geology** V.76, p. 191–208, 2005.

BEZERRA, F. H. R.; BRITO NEVES, B. B.; CORRÊA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. . Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 97, p. 555-582, 2008.

BEZERRA, F. H. R.; NASCIMENTO, A. F.; FERREIRA, J. M.; NOGUEIRA, F. C.; FUCK, R. A.; BRITO NEVES, B. B.; SOUSA, M. O. L. Review of active faults in the Borborema

Province, Intraplate South America — Integration of seismological and paleoseismological data. **Tectonophysics**, v. 510, p. 269-290, 2011.

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

BIGARELLA, J. J. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Florianópolis: **Ed. Universitária da UFSC**. p. 877-1436. 2003.

BIROT P. Morphologie structurale. **Presses Univ. Fr.**, Paris, vol. 2, 464p. 1958.

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

BLENKINSOP, T.; MOORE, A. Tectonic Geomorphology of passive margins and continental hinterlands. In: OWEN, L. A. (Ed.). **Treatise on Geomorphology**. Elsevier, v. 5. 71-92 p. 2013.

BLUM, M.D.; HATTIER-WOMACK, J. Climate change, sea-level change, and fluvial sediment supply to deepwater depositional systems: a review. In: Kneller, B. C., McCaffrey, W. D., Martinsen, O. J. (Eds.), External Controls on Deepwater Depositional Systems, **SEPM Spec. Publ.**, v. 93. 25pp, 2009.

BRADLEY, D. C. Passive margins through earth history. **Earth-Science Reviews**, v. 91, p. 1-26, 2008.

BRAUN, D. Glacial and Periglacial Erosion of the Appalachians. **Geomorphology**, v. 2, p. 233-256, 1989.

BRAUN, J. A review of numerical modeling studies of passive margin escarpments leading to a new analytical expression for the rate of escarpment migration velocity. **Gondwana Research**, v. 53, p. 209–224, 2018.

BRITO NEVES, B.B; VAN SCHMUS, W.R.; SANTOS, E.J.; CAMPOS NETO, M.C.; KOZUCH, M. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de dados, Implicações e Perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**. V. 25(4): p. 279-296, 1995.

BRITO NEVES, B.B. América do Sul: Quatro Fusões e Quatro Fissões e o Processo Acrescionário Andino. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29(3), p. 379-392, 1999.

BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R. Tectonic History of the Borborema Province, Northeast Brazil. In: Cordani, U. G., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds.) **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, 31ST IGC, p.151-182, 2000.

BRITO NEVES, B.B; VAN SCHMUS, W.R; FETTER, A.H. Noroeste da África – Nordeste do Brasil (Província Borborema): Ensaio comparativo e problemas de correlação. **Revista do Instituto de Geociências – USP Sér. Cient.**, São Paulo, v.1, p. 59-78, 2001.

BRITO NEVES, B.B.; RICCOMINI, C.; FERNANDES, T.M.G.; SANT'ANNA, L.G. O Sistema Tafrogênico Terciário do Saliente Oriental Nordestino na Paraíba: um legado Proterozoico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34(1), p. 127-134, 2004.

BRITO NEVES, B.B. SILVA FILHO, A.F. Superterreno Pernambuco-Alagoas na Província Borborema: ensaio de regionalização tectônica. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v. 19, n. 2, p. 3-28, 2019.

BROWN, R., RUST, D., SUMMERFIELD, M., GLEADOW, A., de WIT, M. An Early Cretaceous phase of accelerated erosion on the south-western margin of Africa: evidence from apatite fission track analysis and the offshore sedimentary record. **Nuclear Tracks and Radiation Measurements** v. 17, p. 339–350, 1990.

BROWN, R., SUMMERFIELD, M., GLEADOW, A. Denudational history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission track thermochronology. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 2350, 2002.

BROWN, R.W., SUMMERFIELD, M.A.; GLEADOW, A.J.W., GALLAGHER, K., CARTER, A., BEUCHER, R.; WILDMAN, M. 2014. Intracontinental deformation in southern Africa during the Late Cretaceous. **Journal of African Earth Sciences** 100, p. 20–41, 2014.

BÜDELL, L, J. Das system der Klimatischen Morphologie. **Deutscher Geographentag**, München, v. 27, n. 4, p. 65-100, 1948.

BÜDEL, J. Die “Doppelten Einebnungsflächen” in den feuchten tropen. **Zeif. Geomorph.**, 1(2). p. 201-228, 1957.

BÜDEL, J. Klema genetische geomorphologie. **Geograph. Rundschau**. 15(7). p. 269-285, 1963.

BÜDEL, J. Climate Geomorphology. **Princeton University Press**. 1982.

CALIXTO, F.A; SANTOS, L.C.M.L.; GANADE, C.E.; BENDAÚDE, A.; FETTOUS, E.H.; BOUYO, M.H. Toward an integrate model of geological evolution for NE Brazil-NW África: The Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino Nigerian and Tuareg Shields) and Central African orogens. **Brazilian Journal of Geology**, v. 50(2): e20190122, p. 1-38, 2020.

CAMARGO, J.M.R. Geodiversidade e Paisagens Submersas de uma Plataforma Continental Tropical no Nordeste do Brasil. **Tese de Doutorado** (Oceanografia), Universidade Federal de Pernambuco, 174 p., 2016.

CELESTINO, M.A.L.; MIRANDA, T.S.; CORREIA FILHO, O.J.; BARBOSA, J.A. Aspectos Tectônicos da Borda NE da Bacia de Fátima, Província Borborema – NE do Brasil. **Estudos Geológicos**, v. 27, n. 2, 2017.

CHALTON, R. Fundamentals of Fluvial Geomorphology. **Editora Routledge**, 1° ed., 234 p., 2008.

CHEREM, L. F. S.; FARIA, S. D. ZANCOPE, M. H. C.; SORDI, M. V.; NUNES, E. D.; ROSA, L. E. Análise morfométrica em bacias hidrográficas. In: **Hidrogeomorfologia: formas, processos, e registros sedimentares fluviais**. MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. de P. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 1 ed., 417 p., 2020.

CHRISTOFOLETTI, A. Capturas fluviais. **Enciclopédia Mirador Internacional**. São Paulo, vol. 5, p. 2.049-2.051, 1975.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. São Paulo: **Editora Edgar Blücher**. 2º edição. 188 pg. 1980.

CHOLLEY, A. Morphologie structurale et morphologie climatique. **Anais de Geographie**, v. 59, p. 331-335, 1950.

CHORLEY, R.; DUNN, A. J.; & BECKINSALE; R. P. The history of the study of landforms. Vol. 01, London, **Methuen**, 678 p. 1964.

CHORLEY, R. J. The application of quantitative methods to geomorphology. In: Chorley, R. J.; Haggets, P. (eds) **Frontiers in Geographical Teaching**, Methuen, London. 147-163 p. 1965 b.

CHORLEY, R.J., BECKINSALE, R.P.; DUNN, A.J. The Story of the Study of Landforms, Vol. 2, **The Life and Work of William Morris Davis**. Methuen, London, p. 874, 1973.

CLOETINGH, S.; BUROV, E.; MATENCO, L.; BEEKMAN, F.; ROURE, F. ZIEGLER, P.A. The Moho in extensional tectonic settings: Insights from thermo-mechanical models. **Tectonophysics**, v. 609, p. 558–604, 2013.

COCKBURN, H., BROWN, R., SUMMERFIELD, M., SEIDL, M. Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 179 (3-4), p. 429–435, 2000.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Geodiversidade do Estado de Pernambuco**. Org. TORRES, Fernanda Soares de Miranda; PFALTZGRAFF, Pedro Augusto dos Santos. Recife, 2014.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. Carta Geológica Folha Aracaju-NE SC-24-X. Recife: Superintendência Regional - **SUREG-RE**, 2000. Escala 1:500.000. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Geologia-Basica/Carta-Geologica-do-Brasil-ao-Milionesimo-298.html>. Acesso em: 07/01/2019.

COMPANHIA DE PESQUISA EM RECURSOS MINERAIS – CPRM. Dados, informações e produtos do Serviço Geológico do Brasil – **GEOSGB**, 2004. Disponível em: <http://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/downloads.html>. Acesso em: 25 julho 2019.

CORRÊA, A.C.B. - Dinâmica Geomorfológica dos Sistemas Ambientais dos Compartimentos Elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil. **Tese de Doutorado**. Universidade Estadual Paulista Julio Mesquita, UNESP, Brasil, 2001.

CORRÊA, A.C.B. Unidades Geoambientais do Recife. **Texto da disciplina Metodologias de Pesquisa em Geografia Física** – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Departamento de Ciências Geográficas, Universidade Federal de Pernambuco, 7 f., Recife, 2004.

CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. Megageomorfologia E Morfoestrutura Do Planalto Da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, 31 (1/2), p.35-52, 2010.

CORREIA FILHO, O.J.; BARBOSA, J.A.; TAVARES, B.A.C.; SILVA, H.A.; MONTEIRO, K.A.; FABIN, C.E.G.; OLIVEIRA, J.T.C.; SANTANA, F.R.; SILVA, S.M. Reativação Tectônica Quaternária no Domínio Sul da Província Borborema, NE do Brasil: Integração de Dados Morfométricos, Geológicos e Geofísicos da Bacia do Rio Una. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**, v. 42 – 4, p. 219-237, 2019.

CROSBY, B.T.; WHIPPLE, K.X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. **Geomorphology**, v.82, p.16–38, 2006.

COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. **GSA Bulletin**, v. 106, p 571-581, 1994.

CZAJKA, W. Estudos geomorfológicos no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 20, p. 135-180, 1959.

DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. **Royal Geographical Society Blackwell Publishing**, Vol. 14, Nº 5, p. 481-504, 1899.

DAVIS, W.M. Rock floors in arid humid climates. **Journal of Geology**. p. 1-27, 1930.

DE MARTONNE, E. O clima – fator do relevo. In: **Seleção de textos**. São Paulo: AGB-São Paulo, n. 19, p. 33-47. 1991.

DELGADO, I.M.; SOUZA, J.D.; SILVA, L.C.; SILVEIRA FILHO, N.C.; SANTOS, R.A.; PEDREIRA, A.J.; GUIMARÃES, J.T.; ANGELIM, L.A.A.; VASCONCELOS, A.M.; GOMES, I.P.; LACERDA FILHO, J.V.; VALENTE, C.R.; PERROTA, M.M.; HEINECK, C.A. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: L. A. BIZZI, C. SCHOBENHAUS, R.M. VIDOTTI e J.H. GONÇALVES (eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM, Brasília, 2003.

DEMEK, J. Manual of detailed geomorphological mapping. **Prague: Academie**, 520p. 1972.

DEMOULI N, A.; MATHER, A.; W H ITTAKER, A. Fluvial archives, a valuable record of vertical crustal deformation. **Quaternary Science Reviews**, v. 166, p. 10-37, 2017.

DIBIASE, R.A.; WHIPPLE, K.X. The influence of erosion thresholds and runoff variability on the relationships among topography, climate, and erosion rate. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 116, n. F4, p.1-17, 2011.

DINIZ, M.T.M.; OLIVEIRA, G.P. Proposta de Compartimentação em Mesoescala para o Litoral do Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.17, nº 3, p. 565 – 590, 2016.

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.

ETCHEBEHERE, M.L.; SAAD, A.R.; SANTONI, G.; da COSTA CASADO, F.; FULFARO, V.J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Geociências** (São Paulo), v. 25, n. 3, p. 271-287, 2006.

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**, v. 96, 150–173, 2008.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos**. Brasília - DF, 5 eds. revisada e ampliada, 2018.

FACCENDA, M.; GERYA, T.V.; BURLINI, L. Deep slab hydration induced by bending-related variations in tectonic pressure, **Nature Geoscience Letters**, v. 2, p. 790–793, 2009.

FERREIRA, J.M., OLIVEIRA, R.T., TAKEYA, M.K., ASSUMPCÃO, M., Superposition of local and regional stress in northeast Brazil: evidence from focal mechanism around the Potiguar marginal basin. **Geophys. J. Int.**, v. 134, p. 341–355. 1998.

FERREIRA, J.M., BEZERRA, F.H.R., SOUSA, M.O.L., do NASCIMENTO, A.F., SÁ, J.M., FRANÇA, G.S. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco Lineament, Brazil. **Tectonophysics**, v. 456, p. 111–126, 2008.

FERREIRA, N. J.; RAMIREZ, M.V.; GAN, M.A. Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis que atuam na vizinhança do Nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, NELSON J.; DIAS, M. ASSUNÇÃO F. da SILVA; SILVA, M. GERTRUDES A. JUSTI da. **Clima e Tempo no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

FLEMING, A., SUMMERFIELD, M., STONE, J., FIFIELD, L., CRESWELL, R. Denudation rates for the southern Drakensberg escarpment, SE Africa, derived from in-situ-produced cosmogenic <sup>36</sup>Cl: initial results. **Journal of the Geological Society of London**, v. 156, p. 209–212, 1999.

FONSÊCA, D.N. Reconstrução da Paisagem Geomorfológica através da Assinatura Geoquímica dos Eventos Depositionais da Bacia do rio Capibaribe-Mirim, Pernambuco. Recife, **Dissertação de Mestrado** (Geografia), 167 p. 2012.

FONSECA, B.M.; AUGUSTIN, C.H.R.R. Análise Morfométrica de Bacias de Drenagem e sua Relação com a Estrutura Geológica, Serra do Espinhaço Meridional-MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v.15, n.2, p.153-172, 2014.

FONSÊCA, D.N.; CORRÊA, A.C.B. Compartimentação geomorfológica e morfoestrutural da bacia do rio Capibaribe-Mirim, Pernambuco. **Clio Arqueológica**, v.31, n.3, p.25-47, 2016.

FONSÊCA, D.N.; CORRÊA, A. C. B.; SILVA, A. C. Compartimentação geomorfológica da Região Metropolitana do Recife (RMR) a partir da análise morfoestrutural. **Geo UERJ**, v.29, p.201-219, 2016.

FONSÊCA, D.N. Evolução Geomorfológica e Sedimentação Quaternária no Setor Oriental do Piemonte da Borborema. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Tese de Doutorado** (Geografia), 195 p. 2018.

FONSÊCA, D.N.; CORRÊA, A.C.B.; TAVARES, LIRA, D.R.; BARROS, A.C.M.; MUTZENBERG, D.S. Coupling of tectonic factors and precipitation variability as a driver of Late Quaternary aggradation in Northeast Brazil. **Earth Surf. Process. Landforms**, 2020.

FORTES, E., VOLKMER, S.; STEVAUX, J.C.; MARQUES, A.J. Anomalias de Drenagem e Controles Morfotectônicos da Evolução dos Terraços do Baixo Curso do Rio Ivinhema – MS. **Geociências – UNESP**, São Paulo, v.26, n. 3, p. 249-261, 2007.

FORTE, A. M.; WHIPPLE, K. X. Criteria and tools for determining drainage divide stability. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 493, p.102–117, 2018.

FOSSEN, H.; HARRIS, L. B.; CAVALCANTE, C.; ARCHANJO, C. J.; ÁVILA, C. F. The Patos-Pernambuco shear system of NE Brazil: Partitioned intracontinental transcurrent deformation revealed by enhanced aeromagnetic data. **Journal of Structural Geology**, v. 158, p. 1-17, 2022.

GALLAGHER, K., HAWKESWORTH, C., MANTOVANI, M. The denudation history of the onshore continental margin of se Brazil inferred from apatite fission track data. **Journal of Geophysical Research** v. 99, p. 18117–18145, 1994.

GALLAGHER, K.; BROWN, R.W. Denudation and uplift at passive margins: the record on the Atlantic margin of southern Africa. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, 357, 835–859, 1999a.

GALLAGHER, K.; BROWN, R. The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. In: Cameron, N.R., Bate, R.H. and Clure, V.S. (eds): The oil and gas habitats of the South Atlantic. **Geological Society (London) Special Publications** 153, 41–53, 1999b.

GALLEN, S. F.; WEGMANN, K. W. River profile response to normal fault growth and linkage: an example from the Hellenic forearc of south-central Crete, Greece. **Earth Surface Dynamics**, v. 5, n. 1, p. 161, 2017.

GALLEN, S. F. Lithologic controls on landscape dynamics and aquatic species evolution in post-orogenic mountains. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 493, p. 150-160, 2018.

GERASIMOV, I.P. Opyt geologièeskogo strojenija SSSR. **Problemy fizièeskoj geografii**, 12: 33-46, 1946.

GERASIMOV, I.P.; MESCERJAKOV, J.A. Reljef Zemli (morfostruktura i morfoskulptura). **Nauka**, Moskva, p.1-311, 1967.

GERRARD, J. Soil Geomorphology: an integration of Pedology and Geomorphology. 2 ed. London: **Chapman & Hall**, 269 p. 1995.

GARROTE, J.; HEYDT, G. G.; COX, R. T. Multi-stream order analyses in basin asymmetry: a tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain). **Geomorphology**, v. 102, n. 1, p. 130–144, 2008.

GILBERT, G. K. Geology of the Henry Mountains (Utah). Washington, DC. US Geog and Geol. Survey of the Rocky Mts. Region, **US Govt. Printing Office**, 160p. 1877.

GIRÃO, O.; CORRÊA, A. C. B.; GUERRA, A. J. T. Influência da climatologia rítmica sobre áreas de risco: o caso da Região Metropolitana do Recife para os anos de 2000 e 2001. In: **Revista de Geografia, UFPE/DCG-NAPA**: Recife, Jan/Abr v.23, nº1, 2006.

GIRÃO, O.; CORRÊA, A. C. B.; NÓBREGA, R. S. e DUARTE, C. C. O Papel do Clima nos Estudos de Prevenção e Diagnóstico de Riscos Geomorfológicos em Bacias Hidrográficas na Zona da Mata Sul de Pernambuco. In: GUERRA, A. J. T. & OLIVEIRA JORGE, M. C. (org), **Erosão e Movimentos de Massa: Recuperação de Áreas Degradadas e Prevenção de Acidentes**, 2013.

GOMES, H.B.; AMBRIZZI, T.; HERDIES, D.L.; HODGES, K.; PONTES DA SILVA, B.F. Easterly wave disturbances over northeast Brazil: an observational analysis. **Adv Meteorol.**, vol. 2015, 20 p., 2015.

GOMES, H.B.; AMBRIZZI, T.; PONTES DA SILVA, B.F.; HODGES, K.; SILVA DIAS, P.L.; HERDIES, D.L.; SILVA, M.C.L.; GOMES, H.B. Climatology of easterly wave disturbances over the tropical South Atlantic. **Climate Dynamics**, v. 53, p.1393–1411, 2019.

GONÇALVES, R. B. Significado Geomorfológico dos Sedimentos Cenozoicos do Baixo Curso do Rio Capibaribe – PE. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Dissertação de Mestrado** (Geografia), 137 p. 2018.

GOUDIE, A. S. Encyclopedia of Geomorphology, v. 2. **Routledge**, London, p. 810-813. 2004.

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

GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; JAPSEN, P.; BONOW, J. M.; MALAN, J. A. Post-breakup burial and exhumation of the southern margin of Africa. **Basin Research**, v. 29, p. 96-127, 2017.

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. **Ed. Bertrand Brasil**, 648p. 6. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2008.

GUSMÃO, 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**, v. 186, p. 68-84, 2013.

HACK, J. T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland: **U.S. Geological Survey Professional Paper** 294-B, p. 45-97, 1957.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperature regions: **American Journal of Science**, v. 258-A, p. 80-97, 1960.

HACK, J. T. Dinamic Equilibrium and Landscape Evolution. In Melhorn. Ed. **Theories of landform Development**. Boston: Allen and Unwin. p. 87-102, 1965.

HACK, J. T. Interpretação da topografia erodida em regiões temperadas úmidas. **Notícia Geomorfológica**, v.12, n.24, p.3-37, 1972.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the United States Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HACK, J. T. Physiographic Divisions and Differential Uplift in the Piedmont and Blue Ridge. **U.S. Geological Survey Professional Paper**, n. 1, 1265, p. 1 – 55, 1982.

HARBOR, D.J., SCHUMM, S.A., HARVEY, M.D., 1994. Tectonic control of the Indus River in Sindh, Pakistan. In: S.S. Schumm and B.R. Winkley (eds), *The Variability of Large Alluvial Rivers*. **American Association of Civil Engineers Press**, New York, pp. 161–76. 1994.

HARE, P. W; GARDNER, I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. In: **Annual Binghamton Geomorphology Symposium**. Boston, 1985.

HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. Curso de zonas e cinturões de cisalhamento. Belém: UFPA. 86 p. il. (**Curso promovido durante o 35º Congresso Brasileiro de Geologia, realizado em Belém em nov./88**), 1988.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozóica continental no sudeste brasileiro, 1, Belo Horizonte – MG. **Bol. Soc. Bras. Geol. Núcleo Minas Gerais**, 1990.

HAWORTH, R.J.; OLLIER, C.D. Continental rifting and drainage reversal: the Clarence River of eastern Australia. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 17, p. 387-97, 1992.

HERGARTEN, S.; ROBL, J.; STÜWE, K. Tectonic geomorphology at small catchment sizes—extensions of the stream-power approach and the  $\chi$  method. **Earth Surface Dynamics**, v. 4, n. 1, p. 1-9, 2016.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C. Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31(3), p. 375-384, 2001.

HOLBROOK, J.; SCHUMM, S. A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing, subtle tectonic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, v.305, pp. 287-306, 1999.

JARDIM DE SÁ, E. F. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico da cadeia Brasileira/Pan-Africana. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, **Tese de Doutorado**, 803 p., 1994.

JARDIM DE SÁ, E. F. A faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-América. In: **SIMP. GEOL. NORDESTE**, 16. Recife, 1995. Atas... Recife, SBG, Núcleo Nordeste (Boi. 14, v.2). p.394-398, 1995.

JARDIM DE SÁ, E.F.; VASCONCELOS, P.M.; KOHN, B.P.; MATOS, R.M.D.; NASCIMENTO, M.A.L.; SOUZA, Z.S. Datações Ar/Ar do magmatismo Ipojuca e a idade do rifteamento na sub-bacia de Pernambuco, Nordeste do Brasil. In: **42º Congresso Brasileiro de Geologia**, Araxá, Abstracts CD, p. S32.399, 2004.

JAPSEN, P.; CHALMERS, J. A.; GREEN, P. F.; BONOW, J. M. Elevated, passive continental margins: Not rift shoulders, but expressions of episodic, post-rift burial and exhumation. **Global and Planetary Change**, v. 90-91, p. 73-86, 2012a.

JAPSEN, P.; BONOW, J. M.; GREEN, P. F.; COBBOLD, P. R.; CHIOSSI, D.; LILLETVEIT, R.; MAGNAVITA, L. P.; PEDREIRA, A. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. **GSA Bulletin**, v. 124, n. 5-6, p. 800-816, 2012b.

JENNESS, J. DEM Surface Tools. Jenness Enterprises, 2013. Disponível em: [http://www.jennessent.com/arcgis/surface\\_area.htm](http://www.jennessent.com/arcgis/surface_area.htm).

KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R.V.; Clima da Região Nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A, FERREIRA, NELSON J.; DIAS, M. ASSUNÇÃO F. da SILVA, SILVA, M. GERTRUDES A. JUSTI da. **Clima e Tempo no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

KEAREY P.; KLEPEIS, K.A.; VINE, F.J. **Global Tectonics**. Editora Wiley Blackwell, 3ª edição, 482 p., 2009.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active Tectonics: earthquakes, uplift, and landscape**. 2. ed. New Jersey: Prentice Hall, 2002.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. p. 147-265. 1956.

KING, S. D.; ANDERSON, D. L. Edge Driven Convection. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 160, p. 289-296, 1998.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K.X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, p. 54-75, 2012.

KLÖCKING, M. A.; HOGGARD, M. J.; TRIBALDOS, V. R.; RICHARDS, F. D.; GUIMARÃES, F. R.; MACLENNAN, J.; WHITE, N. J. A tale of two domes: Neogene to

recent volcanism and dynamic uplift of northeast Brazil and southwest Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 547, p. 1-13, 2020.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, v. 107, p. 1140-1153, 1979.

KRISHNAMURTI, T.N.; STEFANOVA, L.; VASUBANDHU, M. **Tropical Meteorology: an introduction**. New York (USA): Springer, 2013.

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.

LANGBEIN, W. B. Topographic characteristics of drainage basins: **U.S. Geological Survey Water-Supply Paper** 968-C, p. 125-157, 1947.

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.

LEOPOLD, L. B.; LANGBEIN, W. B. The concept of entropy in landscape evolution: **U.S. Geological Survey Professional Paper** 500-A, p. A1-A20, 1962.

LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G.; MILLER, J.P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco: W.H. Freeman and Co., 522 p., 1964.

LEPSCH, I.F. **Formação e Conservação dos Solos**. São Paulo. Oficina de textos, 178 p., 2002.

LIMA FILHO, M. Análise Estrutural e Estratigráfica da Bacia Pernambuco. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, (**Tese Doutorado**), 139 p. 1998.

LIMA FILHO, M. F.; BARBOSA, J. A.; NEUMANN, V. H. M. L.; SOUZA, E. M. Evolução estrutural comparativa da Bacia de Pernambuco e da Bacia da Paraíba. *X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*. Curitiba: **Sociedade Brasileira de Geologia**, 2005.

LIMA FILHO, M; BARBOSA, J.A.; SOUZA, E.M. Eventos Tectônicos e Sedimentares nas Bacias de Pernambuco e Paraíba: Implicações no Quebramento do Gondwana e Correlação com a Bacia do Rio Muni. *Geociências (UNESP)*, v. 25, n. 1, p. 117-126, 2006.

LIMA, C.C.U. Evidências da ação tectônica nos sedimentos da Formação Barreiras presentes no litoral de Sergipe e ao norte da Bahia. *Revista de Geografia*. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, 2010.

LIMA, C. C. U.; BEZERRA, F. H. R.; NOGUEIRA, F. C. C.; MAIA, R. P.; SOUSA, M. O. L. Quaternary fault control on the coastal sedimentation and morphology of the São Francisco coastal plain, Brazil. *Tectonophysics*, v. 628, p. 1-14, 2014.

LIMA NETO, H.C.; FERREIRA, J.M.; BEZERRA, F.H.R.; ASSUNÇÃO, M.S.; NASCIMENTO, A.F.; SOUSA, M.O.L.; MENEZES, E.A.S. Upper crustal earthquake swarms in São Caetano: Reactivation of the Pernambuco shear zone and trending branches in intraplate Brazil. *Tectonophysics*, v. 608, p. 804-811, 2013.

LIMA NETO, H.C.; FERREIRA, J.M.; BEZERRA, F.H.R.; ASSUNÇÃO, M.S.; NASCIMENTO, A.F.; SOUSA, M.O.L.; MENEZES, E.A.S. Earthquake sequences in the southern block of the Pernambuco Lineament, NE Brazil: Stress field and seismotectonic implications. **Tectonophysics**, v. 633, p. 211-220, 2014.

LI, J.; XIE, S.; KUANG, M. Geomorphic evolution of the Yangtze Gorges and the time of their formation. **Geomorphology** ed. 41, p. 125–135, 2001.

LITHGOW-BERTELLONI, C.; SILVER, P. G. Dynamic topography, plate driving forces and the African superswell. **Nature**, v. 395, p. 269-272, 1998.

LOPES, A.E.V., ASSUMPCÃO, M., do NASCIMENTO, A.F., FERREIRA, J.M., MENEZES, E.A.S., BARBOSA, J.R. Intraplate earthquake swarm in Belo Jardim, NE Brazil: reactivation of a major Neoproterozoic shear zone (Pernambuco Lineament). **Geophys. J. Int.**, v. 180, p.1303–1312, 2010.

MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste Brasileiro. **Boletim do Núcleo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 3: p. 5-35, 1975.

MABESSONE, J.M. História Geológica da Província Borborema (NE Brasil). **Revista de Geologia**, Vol. 15: p. 119-129, 2002.

MACHADO, L.A.T.; FERREIRA, N.J.; LAURENT, H.; DIEDHIOU, A. Distúrbios Ondulatórios de Leste. In: CAVALCANTI, I. F. A, FERREIRA, NELSON J.; DIAS, M. ASSUNÇÃO F. da SILVA, SILVA, M. GERTRUDES A. JUSTI da. **Clima e Tempo no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

MAIA, R.P.; BEZERRA, F.H.R.; CLAUDINO-SALES, V. Vales Fluviais do NE: Considerações Geomorfológicas. **Revista Okara: Geografia em debate**, v. 2, n. 2, p. 128-206, 2008.

MAIA, R.P.; BEZERRA, F. H. R.; CLAUDINO-SALES, V. Geomorfologia do Nordeste: Concepções Clássicas e Atuais Acerca das Superfícies de Aplainamento Nordestinas. **Revista de Geografia**. Recife: UFPE – NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, 2010.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, Geomorfologia e Sistemas Fluviais: Uma análise preliminar do contexto Nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, p. 32-42, 2011.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Geomorfologia e Neotectônica da Bacia Hidrográfica do rio Apodi-Mossoró – NE/Brasil. **Mercator**, Fortaleza, v. 11, n. 24, p. 209-228, 2012.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Tectônica Pós-Miocênica e Controle Estrutural de Drenagem no rio Apodi-Mossoró, Nordeste do Brasil. **Boletim de Geografia**, v. 31, n. 2, p. 57-68, 2013.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Inversão neotectônica do relevo na Bacia Potiguar, nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.15, n.1, p.61-74, 2014.

MAIA, R.P.; BEZERRA, F.H.R. Condicionamento Estrutural do Relevo do Nordeste Setentrional Brasileiro. **Revista Mercator**, Fortaleza, v.13, n. 1, p. 127-141, 2014.

MAIA, R.P.; BEZERRA, F.H.R. Structural Geomorphology in Northeastern Brazil. **Editora Springer**, 1ed., 114 p. 2019.

MANTELLI, L.R.; ROSSETTI, D.F. Significado tectônico de lineamentos de drenagem no sudoeste da ilha de Marajó. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 39 (1), p. 1-13, 2009.

MARQUES, F.O.; NIKOLAEVA, K. ASSUNÇÃO, M.; GERYA, T.V.; BEZERRA, F.H.R.; NASCIMENTO, A.F.; FERREIRA, J.M. Testing the influence of far-field topographic forcing on subduction initiation at a passive margin. **Tectonophysics**, v.608, p. 517-524, 2013.

MARQUES, K. P. P.; SANTOS, M.; PEIFER, D.; SILVA, C. L.; VIDAL-TORRADO, P. Transient and relict landforms in a lithologically heterogeneous post-orogenic landscape in the intertropical belt (Alto Paranaíba region, Brazil). **Geomorphology**, v. 391, 107892, 2021.

MATOS, R.M.D. The northeastern Brazilian Rift System. **Tectonics**, v. 11, p. 766–791, 1992.

MELLO, C.L.; METELO, C.M.S.; SUGUIO, K.; KOHLER, H.C. Quaternary sedimentation, neotectonics and the evolution of the Doce river middle valley lake system (Southeastern Brazil). **Revista do Instituto Geológico IG**, São Paulo, v. 20 (1/2), p. 29-36, 1999.

MENEZES, S. O. **Rochas manual fácil de estudo e classificação**. São Paulo: Oficina dos Textos, 2013.

MOHRIAK, W.U.; BASSETTO, M.; VIEIRA, I.S. Crustal architecture and tectonic evolution of the Sergipe-Alagoas and Jacuípe basins, offshore northeastern Brazil. **Tectonophysics**, v. 288 (1–4), p.199–220, 1998.

MOHRIAK, W.U.; ROSENDAHL, B.R.; TURNER, J.P.; VALENTE, S.C. Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. In: MENZIES, M.A.; KLEMPERER, S.L.; EBINGER, C.J.; BAKER, J. (Eds.), **Volcanic rifted margins**. Special Paper 363. **The Geological Society of America**, pp. 159–202, 2002.

MOLION, L.C.B.; BERNADO, S.O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, SP, v.17, n.1, p. 2-10, 2002.

MONTEIRO, K. A.; LIMA, C. S.; CORRÊA, A. C. B. Contribuições ao entendimento da gênese e evolução do Modelado na Bacia do Rio Tracunhaém, Pernambuco. In: VII Simpósio Nacional de Geomorfologia e II Encontro Latino-Americano de Geomorfologia, 2008, Belo Horizonte - MG. **Anais do VII Simpósio Nacional de Geomorfologia e II Encontro Latino-Americano de Geomorfologia**. Belo Horizonte: Editora da UFMG, 2008.

MONTEIRO, K. A. Superfícies de Aplainamento e Morfogênese da Bacia do Rio Tracunhaém, Pernambuco. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Dissertação de Mestrado** (Geografia), 124 p., 2010.

MONTEIRO, K. A. Análise Geomorfológica da Escarpa oriental da Borborema a partir da Aplicação de Métodos Morfométricos e Análises Estruturais. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Tese de Doutorado** (Geografia), 222 p., 2015.

MONTEIRO, K. A.; CORRÊA, A. C. B. 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. 1-28, 2020.

MORAIS NETO, J.M.; ALKMIM, F.F. A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31(1), p. 95-106, 2001.

MORAIS NETO, J.M.; HEGARTY, K.A.; KARNER, G.D.; ALKMIM, F.F. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, V. 26, p. 1070 – 1086, 2009.

MORISAWA, M. Rivers – Forms e Process (Série – Geomorphology Texts 07). **Longman Inc.**, New York, 1985, 221p.

MOURA-LIMA, E.N.; BEZERRA, F.H.R.; LIMA-FILHO, F.P.; CASTRO, D.L.; SOUSA, M.O.L.; FONSECA, V.P.; AQUINO, M.R. 3D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 235, p. 160-171, 2011.

MUDD, S.M.; ATTAL, M.; MILODOWSKI, D.T.; GRIEVE, S.W.; VALTERS, D.A. A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis, **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 119, p. 138–152, 2014.

MUDD, S.M.; CLUBB, F.J.; GAILLETON, B.; HURST, M.D. How concave are river channels? **Earth Surface Dynamics**, v. 6, p. 505–523, 2018.

NETO, R.M.; PEREZ FILHO, A. Análise Morfoestrutural e Morfotectônica da Bacia do rio Capivari, Sul de Minas Gerais: A Neotectônica e as Superfícies Geomorfológicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n° 4, p. 271-277, 2013.

NIKOLAEVA, K. M., GERYA, T.V.; MARQUES, F.O. Subduction initiation at passive margins: Numerical modeling: **Journal of Geophysical Research**, v. 115, B03406, 2010.

NIKOLAEVA, K. M; GERYA, T.; MARQUES, F.O. Numerical analysis of subduction initiation risk along the Atlantic American passive margins. **Geology**, v. 39, 463–466, 2011.

NUGENT, C. The Zambezi River: tectonism, climatic change and drainage evolution. **Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.**, v. 78: p. 55-69, 1990.

OLLIER, C. D. Tectonics and geomorphology of the Eastern Highlands. In: Davies, J. L. and Williams, M. A. J. (Eds), Landform Evolution in Australasia, **Australian National University Press**, Canberra, 547 p., 1978.

OLIVEIRA, R.G. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo Cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental**. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Tese de Doutorado (Geodinâmica e Geofísica), 400p., 2008.

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, R.G.; MEDEIROS, W.E. Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 37, p. 60-76, 2012.

OLIVEIRA, P.T., SANTOS E SILVA, C.M.; LIMA, K.C. Climatology and trend analysis of extreme precipitation in subregions of Northeast Brazil. **Theor Appl Climatol** 130, p. 77–90, 2017.

OLIVEIRA, G.P. **Evolução Morfoestrutural e Morfotectônica Pós-Rifte de Divisores de Drenagem em Ambientes de Margem Passiva: o caso do Nordeste Oriental brasileiro**. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Dissertação de Mestrado, (Geografia), 163 p., 2019.

OLIVEIRA, G.P.; CORRÊA, A.C.B.; TAVARES, B.A.C.; MONTEIRO, K.A. The influence of cenozoic magmatism on drainage rearrangement processes of the northeast sector of the Borborema Highlands, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 121, 2023.

ORME, A.R. The Twin Foundations of Geomorphology. In: Davies, G.L., Orme, A.R. (Eds.), *Two centuries of Earth science, 1650–1850*. **Clark Memorial Library**, University of California- LA, pp. 29–90, 1989.

ORME, A. R. Shifting Paradigms in Geomorphology: the fate of research ideas in an educational context. **Geomorphology**, ed. 47 p. 325-342, 2002.

OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. **Geological Society of America Bulletin**, v. 96, p. 504-515, 1985.

PALMIERI, F.; OLMOS, J.I.L. Pedologia e Geomorfologia. In: GUERRA, A.J.T e CUNHA, S.B. (eds). **Geomorfologia e Meio ambiente**. Brasil: Rio de Janeiro, 6ª edição, p. 59-122, 2006.

PASSARGE, S. Geomorfologia. trad. Espanhol J. Gómez de Llarena. Barcelona: **Labor**, 1931.

PEDERSON, D. T. Stream Piracy Revisited: a groundwater – sapping solution. **GSA TODAY**, p. 4 – 9, 2001.

PEIFER D.; CREMON, E. H.; ALVES, F. C. Ferramentas Modernas para Extração de Métricas de Gradientes Fluviais a partir de MDEs: Uma **Revisão**. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, nº 1, 2020.

PEIFER, D.; PERSANO, C.; HURST, M. D.; BISHOP, P.; FABEL, D. Growing topography due to contrasting rock types in a tectonically dead landscape. **Earth Surface Dynamics**, v. 9, p. 167-181, 2021.

PEIFER D.; CREMON, E. H.; VAL, P.; FERNANDES, N.F. Bases teóricas do modelo *stream-power* de incisão fluvial. **Revista Brasileira de geomorfologia**, v.23, nº2, nota técnica, 2022.

PENCK, W. Die morphologische analyse. Ein kapitel der physikalischen geologie. **J. Engelhorn's Nachf.** Stuttgart, 283p., 1924.

PENCK, W. Morphological Analysis of Landforms. **McMillan**, Londres, 1953.

PELTIER, L.C. The geographical cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. **Ann. Ass. Am. Geogr.**, 40. p. 214-236. 1950.

PÉREZ-PEÑA, J. V.; AZAÑÓN, A. M.; AZOR, A. CalHypso: an ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. **Computers e Geosciences**, v. 35, p. 1214–1223, 2009.

PÉREZ-PEÑA, J.V.; AZAÑÓN, J.M.; AZOR, A.; DELGADO, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F. Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 34, n. 1, p. 16-25, 2009.

PERRON, J.; ROYDEN, L. An integral approach to bedrock river profile analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, p. 570-576, 2013.

PETERSEN, K. D.; SCHIFFER, C. Wilson cycle passive margins: Control of orogenic inheritance on continental breakup. **Gondwana Research**, v. 39, p. 131-144, 2016.

PEULVAST; J.P.; CALUDINO SALES, V. Aplainamento e Geodinâmica: Revisitando um Problema Clássico em Geomorfologia. **Mercator – Revista de Geografia da UFC**, n.01, p.116-150, 2002.

PINTO, R.W.P; FREITAS, M.M.; ALMEIDA, J.C.H. Evolução Geomorfológica do rio Grande, RJ: Influências Geológicas e Capturas de Drenagem. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 19, n. 2, p. 407-422, 2018.

PONTES DA SILVA, B.F. Easterly Waves contribution for the Eastern northeast Brazil precipitation: mean synoptic evolution and numerical simulations. (**Master Dissertation**), University of São Paulo, 2011.

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**, n. 123, n. 3-4, p. 305–319, 2010.

PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A. Evidence of transient topographic disequilibrium in a landward passive margin river system: knickpoints and paleo-landscapes of the New River basin, southern Appalachians. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, 1685-1699, 2013.

QUEIROZ, G.L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E.R. Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. **Computers e Geosciences**, v. 76, p. 80-87, 2015.

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 SW Jordan. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 275, n. 1. p. 58-79, 2016.

REZENDE, E.A.; SALGADO, A.A.R.; CASTRO, P.T.A. Evolução da Rede de Drenagem e Evidências de Antigas Conexões entre as Bacias dos rios Grande e São Francisco no Sudeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 19, n. 3, p. 483-501, 2018.

RICCOMINI, C.; ASSUNÇÃO, M. Quaternary Tectonics in Brazil. **Episodes**, v. 22, n. 3, 1999.

ROBITA, S. M.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, 185 - 204, 2010.

SAADI, A. Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese. Tese para cargo de Professor Titular. **Instituto de Geociências**, UFMG, Belo Horizonte, 285 p. 1991.

SAADI, A.; TORQUATO, J.R. Contribuição à Neotectônica do Estado do Ceará. **Revista da Geologia**, v. 5, p. 5-38, 1992.

SAADI, A. Modelos Morfogenéticos e Tectônica Global: reflexões conciliatórias. **Geonomos**, v.1(1), p. 1-15, 1998.

SACEK, V. Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 401, p. 301-312, 2014.

SACEK, V. Post-rift influence of small-scale convection on the landscape evolution at divergent continental margins. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 459, p. 48-57, 2017.

SANTOS, E.J.; BRITO NEVES, B.B.; VAN SCHMUS, W.R. O complexo granítico Lagoa das Pedras: Acresção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. In: **SIMP. GEOL. NORDESTE**.16. Recife, 1995. Atas...Recife, SBG, Núcleo Nordeste (Boi. 14, v. 2). p.401-406, 1995.

SANTOS, E. J. Ensaio Preliminar sobre Terrenos e Tectônica Acrescionária na Província Borborema. In: SBG, **Congresso Brasileiro de Geologia**, 39, 1996, Salvador, Anais, 6:47-50, 1996.

SANTOS, E. J., BRITO NEVES, B. B., VAN SCHMUS, W. R., OLIVEIRA, R. G., MEDEIROS, V. C. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. In: **International Geological Congress**, 31, Rio de Janeiro. Extended Abstract, CPRM, 1 CD-ROM, 2000.

SANTOS, E. J., VAN SCHMUS, W.R., KOZUCH, M., NEVES, B.B. The CaririsVelhos tectonic event in Northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.29, p.61-76, 2010.

SANTOS, A. H. B. Rearranjos de drenagem na bacia do Rio Capivari e morfogênese da Serra do Mar em São Paulo (SP): uma contribuição ao estudo de capturas fluviais em meio tropical úmido. 376 f. **Tese (Doutorado em Geografia)** - Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

SARANGI, A.; BHATTACHARYA, A.K.; SINGH A.; SINGH A.K. Use of geographic information system (GIS) in assessing the erosion status of watersheds. **Indian J Soil Conserv**, v. 29, p. 190-195, 2001.

SCHOBENHAUS, C.; BRITO NEVES, B.B. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: L. A. BIZZI, C. SCHOBENHAUS, R.M. VIDOTTI e J.H. GONÇALVES (eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM, Brasília, 2003.

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.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, p. 335-467, 1983.

SILVA, T.M.; MONTEIRO, H.S.; CRUZ, M.A.; MOURA, J.R.S. Anomalias de Drenagem e Evolução da Paisagem no Médio Vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**, v. 29 – 2, p. 210-224, 2006.

SILVA, T.M. Superfícies Geomorfológicas do Planalto do Sudeste Brasileiro: revisão teórico-conceitual. **Geo UERJ**, Ano 11, v.3, n.20, 2º, p. 1-22, 2009.

SILVA, T.P.; MELLO, C.L. Reativações Neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Sudeste do Brasil). **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v.11, n. 1, p. 95-111, 2011.

SILVA, A.C. Reconstrução Quaternária da Dinâmica Geomorfológica a partir da Análise dos Depósitos do Baixo Curso do rio Cabiparibe. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco, **Dissertação de Mestrado (Geografia)**, 208p., 2016.

SILVA, A.C.; GIRÃO, O. Identificação de influências neotectônicas através de imagens SRTM a partir da morfometria no baixo curso do rio Capibaribe/PE. **Revista de Geologia**, v. 29, nº 2, p. 213-225, 2016.

SILVA, M.B.; MAIA, R.P. Caracterização Morfoestrutural do Alto Curso da Bacia Hidrográfica do rio Jaguaribe, Ceará-Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 18, nº 3, p. 637-655, 2017.

SILVA, W.F.; OLIVEIRA, G.P.; SILVA, C.S.; SANTOS, L.D.J.; TAVARES, B.A.C., GIRÃO, O. Análise morfométrica das capturas de drenagem referentes as bacias dos rios Camaragibe e Aripibú – PE. Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, In: PINHEIRO, L.S.; GORAYEB, A. (Org.). **Geografia Física e as Mudanças Globais**. 1ed. Fortaleza: UFC, p. 1-12, 2019.

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**, v. 306, p. 155-169, 2018.

SNYDER, N.P.; WHIPPLE, K.X.; TUCKER, G.E.; MERRITTS, D.J. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. **Geological Society of America Bulletin**, v. 112, n. 8, p. 1250-1263, 2000.

SOUSA, F.A.S.; VIEIRA, V.R.; SILVA, V.P.R.; MELO, V.S.; GUEDES, R.W.S. Estimativas dos riscos de chuvas extremas nas capitais do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 09, nº 02, p. 430 – 439, 2016.

SOUZA, A.O.; PEREZ FILHO, A. Mudanças na dinâmica fluvial da bacia hidrográfica do ribeirão Araquá: eventos tectônicos e climáticos no Quaternário. **Geosp – Espaço e Tempo** (Online), v. 20, n. 3, p. 636-656, mês. 2016.

SOUZA, J. L.; CORRÊA, A. C. B.; GIRÃO, O. Compartimentação geomorfológica da planície do Recife, Pernambuco, Brasil. **Revista de Geografia (UFPE)**, Recife, v. 34, n. 1, 2017.

SOUZA, C. M. P.; LIMA, C. C. U.; COSTA, L. M.; VELOSO, G. V.; GOMES, R. L.; LEITE, M. E.; FERNANDES-FILHO, E. I. Geomorphic indices, machine learning and ostracod palynology chronology to assess neotectonic deformation in the continental margin – Northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 118, p. 1-14, 2022.

SPOTILLA, J.A., BANK, G.C., REINERS, P.W., NAESER, C.W., NAESER, N.D.; HENIKA, B.S. Origin of the Blue Ridge escarpment along the passive margin of Eastern North America. **Basin Research** 16, 41-63, 2004.

STECKLER, M.S.; BRINK, U.S. Lithospheric strength variations as a control on new plate boundaries: Examples from the northern Red Sea region: **Earth and Planetary Science Letters**, v. 79, p. 120–132, 1986.

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

STRUTH, L.; BABAU, J.; TEIXELL, A. Drainage reorganization during mountain building in the river system of the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. **Geomorphology**, v. 250, p. 370-383, 2015.

SUMMERFIELD, M.A. Global Geomorphology. An introduction to the study of landforms. **Editora Longman**, New York, p. 410-411, 1991.

TAVARES, B.A.C.; CORRÊA, A.C.B. Contribuição da Análise do Perfil Longitudinal para a Identificação de Evidências de Tectônica Recente no Gráben do Cariatá, Paraíba. **Simpósio Brasileiro de Geomorfologia – SINAGEO**, 2008.

TAVARES, B. A. C. A Participação da Morfoestrutura na Gênese da Compartimentação Geomorfológica do Gráben do Cariatá, Paraíba. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Dissertação de Mestrado** (Geografia), 137 p., 2010.

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 no Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Tese de Doutorado** (Geografia), 251 p., 2015.

TAYLOR, T. G. A discussion of the salient features in the physiography of eastern Australia. **Commonwealth Bureau of Meteorology Bulletin**, p. 8-18, 1911.

THOMAS, D.S.G.; SHAW, P.A. The Zambezi River: tectonism, climatic change, and drainage evolution – is there really evidence for a catastrophic flood? A discusson. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 91, p. 175-182, 1992.

THYBO, H.; ATEMIEVA, I. M. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. **Tectonophysics**, v. 609, p. 605-619, 2013.

TRICART, J; CAILLEUX, A. Introduction to climatic geomorphology. Londres: **Longman group limited**, 1972.

TRICART, J.F.L. Structural Geomorphology. **Longman**, London, 305p. 1974.

TROMPETTE, R. Geology of Western Gondwana. Rotterdam, **A. A. Bakelma**. 350 p, 1994.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Versão digital 2. Recife 2006.

VASCONCELOS, D.L.; BEZERRA, F.H.R.; CASTRO, D.L.; MEDEIROS, W.E.; LIMA, J.C.F.; ARAÚJO, R.E.B. Reativação rúptil de zonas de cisalhamento durante o Cretáceo-Cenozoico e seu papel na evolução da margem do Nordeste brasileiro: Dados preliminares. **Fourteenth International Congress of the Brazilian Geophysical Society**, p. 1-6, 2015.

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 post-rift basin inversion in the continental margin of NE Brazil. **Tectonophysics**, v. 751, p. 23-40, 2019.

VAN DER BEEK, P., SUMMERFIELD, M.A., BRAUN, J., BROWN, R.W.; FLEMING, A. Modelling post-breakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin. **Journal of Geophysical Research** 107 (B12), 2351, 2002.

VAN SCHMUS, W. R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P. C., BABINSKI, M. U-Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the Eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, v.8 (3/4), p.267-288. 1995a.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P. C.; BABINSKI, M.; FETTER, A.; DANTAS, E. Neoproterozoic and Late Mesoproterozoic sedimentary and volcanic sequences in the Borborema Province. In: **SIMP. GEOL. NORDESTE**, 16. Atas... Recife-PE, SBG/Núcleo Nordeste (Boi. 14, v. 2). p.391-393, 1995b.

VERVLOET, R. J. H. M. Condicionantes Morfológicos e Estruturais na Dinâmica Fluvial da Bacia Hidrográfica do Rio Benevente – Espírito Santo. Universidade de São Paulo, São Paulo, **Dissertação de Mestrado** (Geografia Física), 478p. 2009.

VERVLOET, R. J. H. M. O papel das estruturas litológicas e tectônicas na evolução da rede hidrográfica da Região Serrana do Espírito Santo: o caso da bacia hidrográfica do rio Benevente. Universidade de São Paulo, São Paulo, **Tese de Doutorado** (Geografia Física), 313 p. 2014.

VITA-FINZI, C. River history and tectonics. **Philosophical Transactions of The Royal Society**, v. 370, p. 2173-2192, 2012.

VITTE, A. C. Etchplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos. **Revista do Departamento de Geografia – UNICAMP**, Vol. 16, p. 105-118, 2005.

WAYLAND, E. J. Peneplains and some other erosional platforms. **Annual Report and Bulletin**, Protectorate of Uganda Geological Survey, Dept. Mines, Note, 1:77-79, 1933.

WEISSEL, J., SEIDL, M. Inland propagation of erosional escarpments and river profile evolution across the southeast Australian passive continental margin. In: TINKLER, K.J.,

WOHL, E.E. (Eds.), **Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels**. 107, American Geophysical Union, p. 189–206, 1998.

WHIPPLE, K.; 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.; TUCKER, G.E. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 107, n. B2, p. ETG 3-1-ETG 3-20, 2002.

WHIPPLE, K.X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 32, p. 151-185, 2004.

WHITTAKER, A. C. How do landscapes record tectonics and climate? **Lithosphere**, v. 4, n. 2, p. 160-164, 2012.

WILLETT, S. D.; MCCOY, S. W.; PERRON, J. T.; GOREN, L.; CHEN, C. Dynamic reorganization of river basins. **Science**, v. 343, p. 1117-1127, 2014.

WILSON, J.T. Did the Atlantic close and then re-open? **Nature**, 211(5050), 676-681, 1966.

WOHL, E. **Rivers in the Landscape: Science and Management**. Editora Wiley Blackwell. 1º ed. 318 p. 2014.

XUE, L.; ALEMU, T.; GANI, N. D.; ABDELSALAM, M. G. Spatial and temporal variation of tectonic uplift in the southeastern Ethiopian Plateau from morphotectonic analysis. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 309, p. 98–111, 2018.

ZELILIDIS, A. Drainage evolution in Rifted basin, Corinth graben, Greece. **Geomorphology**, v. 35, p. 69–85, 2000.