



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

RHANDYSSON BARBOSA GONÇALVES

**SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DOS SEDIMENTOS CENOZÓICOS DO  
BAIXO CURSO DO RIO CAPIBARIBE - PE**

Recife

2018

RHANDYSSON BARBOSA GONÇALVES

**SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DOS SEDIMENTOS CENOZÓICOS DO  
BAIXO CURSO DO RIO CAPIBARIBE – PE**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

Linha de Pesquisa: Dinâmica superficial e climática das paisagens naturais tropicais úmidas e semiáridas.

**Orientador:** Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa

Recife

2018

Catálogo na fonte  
Bibliotecária Maria do Carmo de Paiva, CRB4-1291

G635s Gonçalves, Rhandysson Barbosa.  
Significado geomorfológico dos sedimentos cenozóicos do baixo curso do Rio Capibaribe – PE / Rhandysson Barbosa Gonçalves. – 2018.  
137 f. : il.; 30 cm.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa.  
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco, CFCH.  
Programa de Pós-graduação em Geografia, Recife, 2018.  
Inclui referências.

1. Geografia. 2. Geomorfologia. 3. Sedimentação e depósitos. 4. Sedimentos fluviais. 5. Capibaribe, Rio (PE). I. Corrêa, Antonio Carlos de Barros (Orientador). II. Título.

910 CDD (22. ed.)

UFPE (BCFCH2019-030)

RHANDYSSON BARBOSA GONÇALVES

**SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DOS SEDIMENTOS CENOZÓICOS DO  
BAIXO CURSO DO RIO CAPIBARIBE – PE**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

Aprovada em: 27/02/2018.

**BANCA EXAMINADORA**

Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa (Orientador – Examinador Interno)  
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Bruno de Azevêdo Cavalcanti Tavares (Examinador Externo)  
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Fabrizio de Luiz Rosito Listo (Examinador Interno)  
Universidade Federal de Pernambuco

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por todas as oportunidades que Ele me concedeu inclusive o término dessa dissertação, agradeço todas as barreiras que foram postas à minha frente, pois enxergo a superação das mesmas como uma forma de amadurecimento pessoal e espiritual.

Ao meu orientador Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa, pela confiança, incentivo, conhecimento e sabedoria de vida passados a mim. À minha amiga Drielly Naamma Fonseca por todo auxílio oferecido, dentro do âmbito geomorfológico, pelos gritos, chamadas de atenção e acima de tudo pela camaradagem.

Devo toda minha gratidão à minha mãe Cristina Maria e ao meu pai José Antônio por todo apoio e crença da potencialidade do meu crescimento intelectual, pois esse foi um dos combustíveis da minha motivação por essa trajetória acadêmica. Também rendo gratidão a minha inestimável companheira Yarlla Souza, por todas as reclamações ouvidas, todos conselhos dados, todas palavras de motivação proferidas e por sempre ter permanecido ao meu lado em todos os aspectos.

Ao Grupo de Estudos do Quaternário do Nordeste Brasileiro (GEQUA), pela estrutura disponibilizada e pela colaboração na execução desse trabalho, assim como aos colegas inclusos no laboratório, em especial Joana Matias, Bruno Torres, Carla Suelania, Daniel Lira, Wemerson Flávio, Bruno Tavares, Ana Clara, Leandro Diomério, Carlos Bispo e a todos os outros que sempre se mostraram disponíveis quando necessário.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFPE, em especial a Eduardo Veras. Sua dedicação é inspiradora!

À Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco – FACEPE, pelo apoio financeiro para a concretização deste trabalho.

À banca avaliadora.

A todos que, de maneira positiva, fazem e fizeram parte da minha vida e que não foram citados.

Gratidão a todos.

*Rhandysson Barbosa Gonçalves.*

*Aos meus avós,*

*Severina Olindina da Conceição*

*José Guedes Barbosa (In memoriam)*

## RESUMO

Eventos climáticos e tectônicos foram responsáveis pela sedimentação das unidades deposicionais que recobrem porções da paisagem do baixo curso do rio Capibaribe. O objetivo deste trabalho é esclarecer a origem e a gênese dessas coberturas e interpretar seu significado geomorfológico por meio de análises físicas e químicas. Com vistas ao delineamento das áreas amostrais e construção do mapeamento morfoestrutural, fez-se uso de análises morfométricas em conjunto com a hierarquização e a densidade da rede de drenagem. Esses elementos serviram de indicadores dos *loci* deposicionais na área estudada e guiaram a coleta dos sedimentos para as análises composicionais. As amostras foram coletadas em quatro perfis, ao longo de suas descontinuidades estruturais e texturais, como as cascalheiras neles presentes e, foram submetidas às análises granulométricas, morfoscópicas e geoquímicas, utilizando-se do método de Espectrometria de Fluorescência de Raios – X (FRX). Os resultados forneceram evidências morfológicas, granulométricas e químicas que confirmam que os materiais que compõem a cobertura deposicional sobreposta às linhas de pedra são de origem alóctone. Esses pacotes apontam para a ação de um controle estrutural, oscilações paleoclimáticas na configuração estrutural e espacial das coberturas, sendo originadas por eventos distintos de reorganização dos níveis de base que comandaram o arranjo da rede de drenagem e a formação dos *loci* deposicionais, apontando para um significativo rearranjo morfotectônico do relevo na baixa bacia do rio Capibaribe.

Palavras-chave: Significado Geomorfológico. Morfotectônica. Assinatura Geoquímica. Rio Capibaribe.

## ABSTRACT

Climatic and tectonic events commanded the sedimentation of depositional units that mantle portions of the landscape at the lower reach of the Capibaribe River. The aim of this work is to clarify the origin and genesis of these sedimentary covers and interpret their geomorphological significance by means of physical and chemical analysis. In order to define sampling areas and to elaborate the morphostructural map, morphometrical analysis were coupled with drainage network hierarchizing and drainage density calculation. Those elements helped identify the depositional *loci* within the studied area and guided the sampling of sediment for compositional analysis. Samples were collected in four stratigraphic sections along structural and textural discontinuities, such as gravel layers, and were submitted to grain-size, morphoscopical and geochemical analysis by X-Ray Fluorescence Spectrometry (EDX). Results yielded morphological, particle size and chemical evidences that corroborate that the sedimentary covers that overlie the stone-lines are of allochthonous origin. Those deposits point to the control of structural and paleoclimatic oscillations upon the spatial layout of the sedimentary covers. Those covers were originated by distinct episodes of base level reorganization that commanded the drainage network arrangement and the shaping of depositional loci, pointing to a meaningful morphotectonic control operating on the late Cenozoic landforms of the lower reach of the Capibaribe River.

Keywords: Geomorfological significance. Morphotectonics. Geochemical signature. Capibaribe River.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa de localização da área de trabalho.....	16
Figura 2 –	Província Borborema geotectonicamente compartimentada.....	17
Figura 3 –	Unidades Litoestratigráficas do BCRC.....	19
Figura 4 –	Mapa de drenagem do baixo curso da Bacia do Rio Capibaribe.....	25
Figura 5 –	Mapa de cobertura pedológica.....	26
Figura 6 –	Modelo de Pediplanação segundo King (1956).....	31
Figura 7 –	Domínio da Zona Transversal na Província Borborema.....	39
Figura 8 –	Localização das Bacias Pernambuco e Paraíba e suas compartimentações em sub-bacias.....	40
Figura 9 –	Relações das formações superficiais com o substrato.....	53
Figura 10 –	Diagrama representativo dos diferentes graus de arredondamento e esfericidade.....	65
Figura 11 –	Diagramas em roseta de frequência absoluta nos azimutes de 45°,90°, 315° e 360°, respectivamente.....	69
Figura 12 –	Representação espacial dos fotolineamentos ao azimute de 45°.....	70
Figura 13 –	Representação espacial dos fotolineamentos ao azimute de 90°.....	71
Figura 14 –	Representação espacial dos fotolineamentos aos azimutes de 315° e 360°, respectivamente.....	72
Figura 15 –	Anomalias encontradas para os rios Capibaribe e Goitá.....	74
Figura 16 –	Hierarquia fluvial da BBRC de acordo com a metodologia de Strhaler (1952).....	75
Figura 17 –	Mapa de densidade de drenagem da BBRC.....	76
Figura 18 –	Mapa Morfoestrutural da BBRC.....	78
Figura 19 –	Mapa dos perfis longitudinais da BBRC.....	79
Figura 20 –	Cimeiras com cobertura Elúvio/coluvionar.....	80

Figura 21 –	Perfil representativo das Cimeiras com cobertura Elúvio/coluvionar.....	81
Figura 22 –	Perfil representativo da Encosta Dissecada.....	81
Figura 23 –	Encosta Dissecada.....	82
Figura 24 –	Perfil representativo dos Maciços Estruturais.....	82
Figura 25 –	Maciços Estruturais.....	83
Figura 26 –	Perfil representativo do Modelado Pluriconvexo Dissecado.....	84
Figura 27 –	Modelado pluriconvexo dissecado.....	84
Figura 28 –	Modelado Pluriconvexo Amplo com topos tabulares.....	85
Figura 29 –	Perfil representativo do Modelado Pluriconvexo Amplo com topos tabulares.....	85
Figura 30 –	Modelado Pluriconvexo tabular.....	86
Figura 31 –	Perfil representativo do Modelado Pluriconvexo tabular.....	87
Figura 32 –	Perfil representativos do Plaino aluvial.....	87
Figura 33 –	Plaino Aluvial, terraço do rio Capibaribe (A) e plaino aluvial do rio Goitá (B).....	88
Figura 34 –	Perfil representativo das Planícies indiferenciadas.....	88
Figura 35 –	Mapa dos pontos de coleta e visitação.....	89
Figura 36 –	Perfil de coleta PBBC01.....	90
Figura 37 –	Perfil PBBC01.....	92
Figura 38 –	Perfil de coleta PBBC02.....	96
Figura 39 –	Perfil PBBC02.....	98
Figura 40 –	Perfil de coleta PBBC03.....	101
Figura 41 –	Perfil PBBC03.....	103
Figura 42 –	Perfil de coleta PBBC04.....	106
Figura 43 –	Perfil PBBC04.....	107

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1 –	Mobilidade dos minerais sob condições predominantemente úmidas.....	54
Quadro 2 –	Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de seleção.....	63
Quadro 3 –	Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de assimetria.....	63
Quadro 4 –	Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para classificação dos valores de curtose.....	64
Quadro 5 –	Distribuição dos elementos maiores e elementos traço no material.....	66
Quadro 6 –	Índices RDE.....	73
Quadro 7 –	Concentração de elementos do ponto PBBC01.....	93
Quadro 8 –	Concentração de elementos do ponto PBBC02.....	99
Quadro 9 –	Concentração de elementos do ponto PBBC03.....	104
Quadro 10 –	Concentração de elementos do ponto PBBC04.....	109

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	13
1.1	OBJETIVOS .....	15
1.1.1	<b>Objetivo Geral</b> .....	15
1.1.2	<b>Objetivos específicos</b> .....	15
<b>2</b>	<b>CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	16
2.1	ASPECTOS GEOESTRUTURAIS E GEOLÓGICOS .....	17
2.1.2	<b>Litologia</b> .....	18
2.2	ASPECTOS CLIMÁTICOS .....	22
2.3	ASPECTOS HIDROLÓGICOS .....	24
2.4	ASPECTOS PEDOLÓGICOS .....	25
<b>3</b>	<b>REVISÃO DE LITERATURA</b> .....	29
3.1	SUPERFÍCIES DE EROÇÃO.....	29
3.1.1	<b>As superfícies erosivas no Brasil</b> .....	29
3.1.2	<b>Superfícies de erosão no Nordeste do Brasil</b> .....	32
3.2	TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO.....	35
3.2.1	<b>Tectônica recente no Brasil</b> .....	36
3.2.2	<b>Evolução morfotectônica no rebordo Nordestino</b> .....	38
3.3	O PAPEL DO QUATERNÁRIO NOS ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS .....	42
3.3.1	<b>O Quaternário no Nordeste</b> .....	43
3.3.2	<b>O Quaternário e seus processos deposicionais</b> .....	46
3.3.2.1	<i>Depósitos de origem coluvial</i> .....	47
3.3.2.2	<i>Depósitos de origem aluvial</i> .....	48
3.4	MORFOESTRATIGRAFIA .....	49
3.4.1	<b>Unidade Morfoestratigráfica</b> .....	50
3.4.2	<b>Unidade Aloestratigráfica</b> .....	51
3.5	GEOQUÍMICA: DIFERENCIAÇÃO ESTRATIGRAFICA A PARTIR DE MARCADORES GEOQUÍMICOS .....	52
3.5.1	<b>A geoquímica nas formações superficiais</b> .....	53
3.5.2	<b>Assinatura Geoquímica na caracterização dos materiais carreados</b> .....	55
<b>4</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	58
4.1	MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO E MORFOESTRUTURAL.....	58
4.2	LINEAMENTOS DE RELEVO .....	59
4.2.1	<b>Lineamentos de relevo</b> .....	59
4.2.2	<b>Hierarquia Fluvial</b> .....	59

4.3	ANÁLISE MORFOESTRATIGRÁFICA.....	60
4.4	TRABALHO E COLETA DE CAMPO.....	61
4.5	ANÁLISES LABORATORIAIS.....	62
4.5.1	Granulometria.....	62
4.5.2	Morfoscopia.....	64
4.5.3	Assinatura Geoquímica dos sedimentos a partir de Fluorescência de Raios-x.....	66
4.5.4	Química total – Índices Ki/Kr.....	67
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	68
5.1	ANÁLISES MORFOMÉTRICAS.....	68
5.1.1	Análise de lineamentos.....	68
5.1.2	Análise dos índices RDE.....	73
5.2	REDE DE DRENAGEM.....	75
5.2.1	Hierarquia Fluvial.....	75
5.2.2	Análise de Densidade de Drenagem.....	76
5.3	COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL DA BAIXA BACIA DO RIO CAPIBARIBE.....	77
5.3.1	Domínio do Planalto da Borborema.....	79
5.3.2	Domínio do Piemonte da Borborema.....	83
5.3.3	Domínio do Planalto Sedimentar Litorâneo.....	86
5.4	ANÁLISES DOS COMPONENTES SEDIMENTOLÓGICOS E GEOQUÍMICOS.....	89
5.4.1	Perfil Baixa Bacia do rio Capibaribe 01 (PBBC01).....	89
5.4.2	Perfil Baixa Bacia do rio Capibaribe 02 (PBBC02).....	95
5.4.3	Perfil Baixa Bacia do rio Capibaribe 03 (PBBC03).....	100
5.4.4	Perfil Baixa Bacia do rio Capibaribe 04 (PBBC04).....	105
6	CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS E FORMAÇÃO DA COBERTURA SEDIMENTAR.....	111
6.1	EVIDÊNCIAS DO TRANSPORTE DOS MATERIAS NA BAIXA BACIA DO CAPIBARIBE.....	111
6.2	IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA.....	112
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	114
	REFERÊNCIAS.....	115

## 1 INTRODUÇÃO

A evolução geomorfológica depende de uma interação dinâmica entre os fatores endógenos e exógenos de formação do relevo. Os fatores exógenos desencadeiam processos denudacionais e deposicionais que, associados aos processos endógenos, fornecem os registros morfológicos necessários para o estudo da evolução da paisagem. Com isso, inúmeras pesquisas vêm sendo realizadas desde o início da década de 1940 no intuito de identificar e classificar as superfícies deposicionais no território brasileiro, a partir da delimitação de grandes compartimentos regionais calcados em sucessivos eventos erosivos de escala temporal longa (BIGARELLA & AB'SABER, 1964; DEMANGEOT, 1961; DEMARTONNE, 1943; DRESCH, 1957; RUELLAN, 1956).

Essas propostas metodológicas clássicas são baseadas em modelos dedutivos de evolução do relevo, de difícil verificação empírica, nos quais processos e formas variariam unicamente em função da escala espaço-temporal de análise. As premissas utilizadas para a validação de tais modelos morfogenéticos só poderiam ser testadas em escala regional, sem levar em consideração os fatores litológicos, estruturais, regimes tectônicos, ritmos climáticos e dinâmica da cobertura vegetal. Dentro desta perspectiva, a maioria dos estudos adotou a perspectiva de evolução do modelado proposta por King (1956) para o Brasil oriental, onde o autor identifica uma sequência escalonada de superfícies de aplainamento cujas idades inferidas decrescem em função da posição topográfica sucessivamente mais baixa. Tais níveis aplainados seriam derivados da formação de pedimentos na base das encostas e regressão paralela das mesmas. Esta abordagem, no entanto, não favorecia a busca por uma compreensão da gênese dos materiais superficiais estruturadores da paisagem com base em suas características intrínsecas, reduzindo a interpretação da morfogênese à análise das relações morfológicas e topográficas em escala regional de observação.

O estudo dos depósitos no baixo curso da Bacia do Rio Capibaribe é fundamental para a compreensão das etapas e processos evolutivos referentes à evolução do relevo marginal do Nordeste Brasileiro (BARBOSA, 2004; BEURLIN, 1961; MABESOONE & ALHEIROS, 1988; RAND & MABESOONE, 1982). De acordo com tais autores, a área que corresponde ao bloco que sobre a plataforma continental delimita a Bacia sedimentar Paraíba, apresenta características peculiares se comparada às bacias marginais com as quais estabelece limites – a Bacia Pernambuco ao sul e a Bacia Potiguar ao norte. O caráter tardio de sua formação e seu preenchimento sedimentar, bem como sua configuração estrutural e geomorfológica, são *sui*

*generis* no contexto regional e, conseqüentemente, reverberam no contexto do Piemonte da Borborema aonde a área estudada se insere.

Observações preliminares apontam que a análise cíclica do relevo não propicia um modelo efetivo para a compreensão evolutiva do relevo da área na escala de tempo de formação de suas coberturas superficiais. A hipótese aventada para esta pesquisa se alicerça na perspectiva de que a sedimentação responsável pelas formas de acumulação superficiais na bacia decorre da reativação de sistemas de grábens e horsts (GURGEL *et al*, 2013), criando novos espaços de acumulação e desarticulando depósitos em relação à sua posição original na paisagem.

A partir da estruturação atual das formas, feições em escarpas, anfiteatros de erosão, vales lineares, formas deposicionais topograficamente descontínuas e capturas de drenagem, observa-se um provável desajuste entre a morfodinâmica da paisagem atual, marcada pela erosão fluvial, e o conjunto de formas supracitadas. Tais elementos justificam a postulação da hipótese principal a nortear esta proposta de estudo, ou seja, a ideia de que as reativações tectônicas e oscilações e mudanças climáticas ocorridas ao longo do Quaternário foram as principais geradoras dos conjuntos de formas de relevo da área, e não a sequência de aplainamentos cenozoicos de longo prazo como proposto pela geomorfologia regional clássica. Deste modo, as coberturas sedimentares não poderiam ser agrupadas como resultado de um único evento de soerguimento e conseqüente rebaixamento das superfícies de erosão das quais derivariam.

Este tema de pesquisa justifica-se devido à necessidade ainda existente no tocante à classificação das superfícies deposicionais no rebordo do saliente oriental do Nordeste do Brasil, uma vez que nesta área a paisagem é caracterizada pelos movimentos verticais dos blocos falhados que se mantém em operação muito após a formação da margem continental, impondo uma grande dificuldade de confrontação das informações espaciais com os modelos clássicos de evolução do relevo, por aplainamentos estabelecidos ao longo de grandes intervalos de tempo geológico (FORTES, 1986, BEZERRA *et al* 2008; TAVARES, 2010; FONSÊCA, 2012; TORRES, 2017).

## 1.1 OBJETIVOS

### 1.1.1 Objetivo Geral

O presente trabalho de investigação propõe-se a contribuir para o esclarecimento da origem e a gênese das coberturas cenozoicas ao longo no baixo curso da Bacia do Rio Capibaribe e seu significado geomorfológico, a partir da análise das respostas sedimentares sobre os níveis de base locais, além da identificação e diferenciação dos *loci* deposicionais.

### 1.1.2 Objetivos específicos

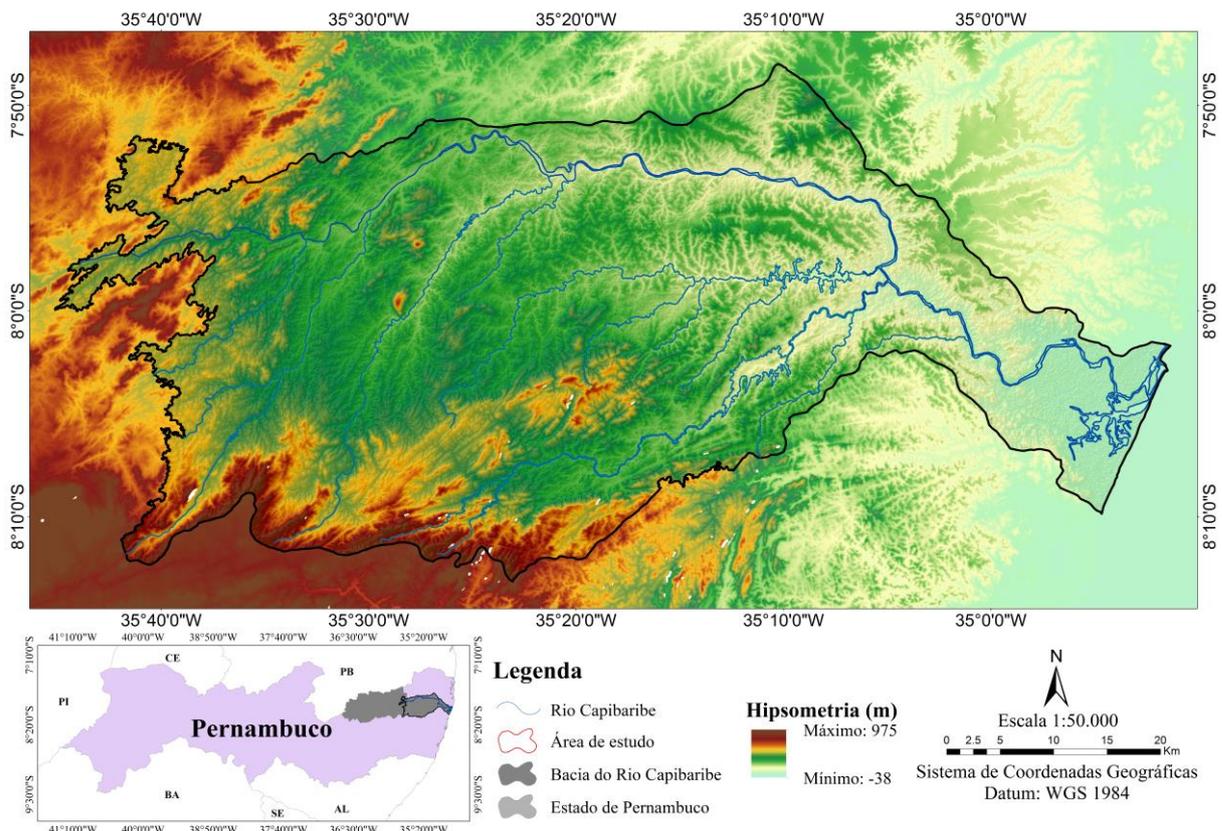
A partir de um enfoque voltado à dinâmica geomorfológica, a pesquisa lançou mão de uma série de procedimentos voltados à análise da distribuição espacial e morfológica dos compartimentos de relevo associados à estocagem dos sedimentos, bem como à caracterização sedimentológica dos depósitos encontrados. Estes desenvolvimentos compõem os cinco objetivos específicos desta dissertação, a saber:

1. Identificar as unidades de relevo onde estão alocadas a sedimentação cenozoica e estabelecer as relações morfoestratigráficas entre esses sedimentos e seu entorno, indicando possíveis áreas fontes para a deposição do baixo curso;
2. Detectar a possível origem desses sedimentos como cronocorrelatos da Formação Barreiras, mantos de intemperismo *in situ* e/ou de eventos deposicionais mais recentes, possivelmente Quaternários, semelhantes aos que ocorrem nas bacias ao norte (Bacia do Rio Tracunhaém, bacia do rio Capibaribe-Mirim, Gráben do Cariatá);
3. Determinar, com base em dados geoquímicos, os elementos traço dos sedimentos, no intuito de estabelecer correlações com o material de origem e dinâmica do processo de transporte e sedimentação.

## 2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O Baixo Curso do Rio Capibaribe (BCRC) (Figura 01) está majoritariamente inserido nos terrenos cristalinos da Província Borborema, dentro da Zona transversal (BRITO NEVES *et al*, 2000; 2001; ALMEIDA *et al*, 2000) a qual é constituída por uma assembleia composta por sistemas de faixas de dobramentos, maciços medianos e lineamentos de raízes preservadas (VAN SCHMUS *et al*, 1995; BRITO NEVES *et al*, 1995a; NEVES *et al*, 2000). Seu limite sul está atrelado à Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE) onde se estruturam os divisores com a bacia adjacente, enquanto que os divisores a norte estão estruturados em zonas de cisalhamentos secundárias ao lineamento principal (ZCPE). A área está quase em sua totalidade dentro da unidade morfoestrutural Piemonte da Borborema, estando a sua porção oriental já no contexto das bacias marginais, neste caso a Bacia Paraíba.

Figura 01 - Mapa de localização da área de trabalho.



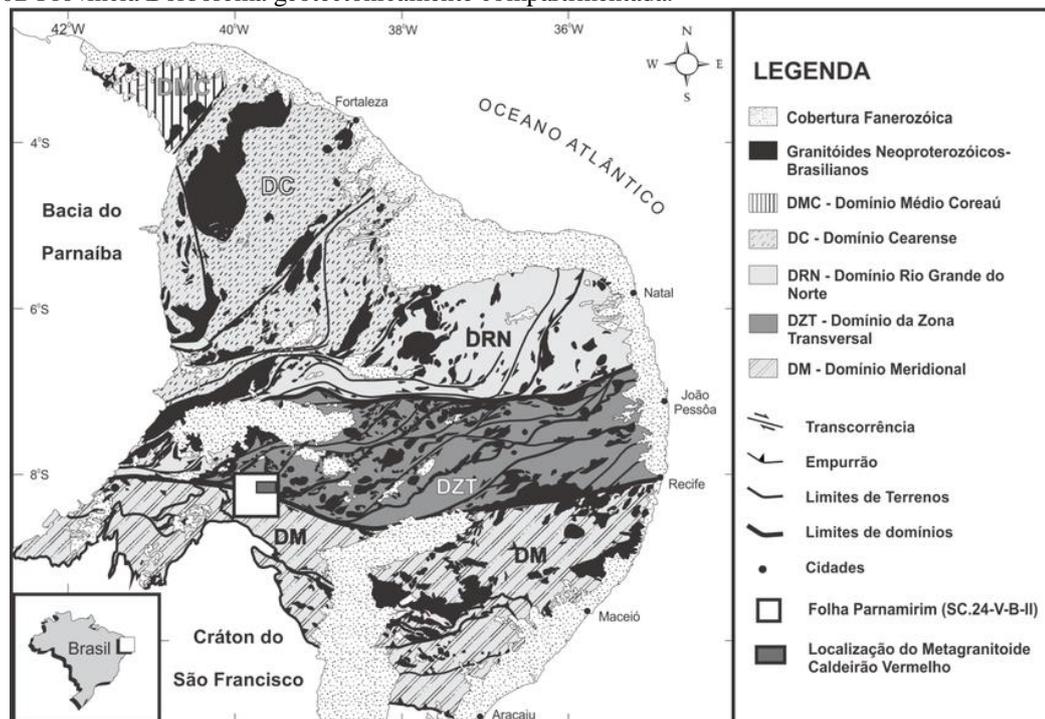
Fonte: Autor, 2018.

## 2.1 ASPECTOS GEOESTRUTURAIS E GEOLÓGICOS

A Província Borborema se constitui de litologias do Pré-Cambriano e por algumas bacias sedimentares Fanerozóicas marcadas pela morfologia de divisores tabulares. Em sua maior parte, é formada por rochas do Paleoproterozoico e Eo-Neoproterozoico, além de terrenos deformados do Neoproterozoico originados pelo tectonismo da junção Pan-africana durante o Ciclo Brasileiro há cerca de 600 Ma (BEZERRA *et al*, 2008).

Plutonismos granitoides são recorrentes na província, assim como as zonas de cisalhamento Neoproterozoicas/Brasilianas (ALMEIDA *et al*, 1977; 1981). Estruturando grande parte do Nordeste brasileiro, a província limita-se ao Oeste pela Bacia do Parnaíba, a sul pelo Cráton do São Francisco e a leste está recoberta pelos materiais das bacias marginais (SCHOBENHAUS *et al*, 1984) (Figura 02).

Figura 02-Província Borborema geotectonicamente compartimentada.



Fonte: Cruz, Rodrigo & Accioly, Ana. (2012) *apud* Medeiros (2004).

O plutonismo brasileiro na Província Borborema é responsável pela vasta assembleia litológica (ALMEIDA *et al*, 1967; FERREIRA *et al*, 1998; GUIMARÃES & SILVA FILHO, 1995), comumente atrelada às Zonas de Cisalhamento Patos e Pernambuco e às suas extensões (ARCHANJO *et al*, 1992; NEVES *et al*, 2000). Essas, por sua vez, são resultantes da junção ocorrida durante o Brasileiro e que, diversas vezes, delimitam litologias distintas.

A Área de estudo está localizada na porção sudeste do Domínio da Zona Transversal (DZT), e trata-se de uma área composta pela associação de diversas litologias, majoritariamente do Meso- e Paleoproterozoico. Estes corpos rochosos têm formação e metamorfização associadas à Orogênese Brasileira. A Zona de Cisalhamento Pernambuco no limite sul do DZT apresenta caráter dextral com direcionamento E-W (JARDIM DE SÁ, 1994). Santos *et al.*, (2004) afirmam que a formação do DZT se deu a partir de dois eventos sucessivos, evento Cariris Velhos (1,0 Ga) e o evento Brasileiro (0,6 Ga).

### 2.1.2 Litologia

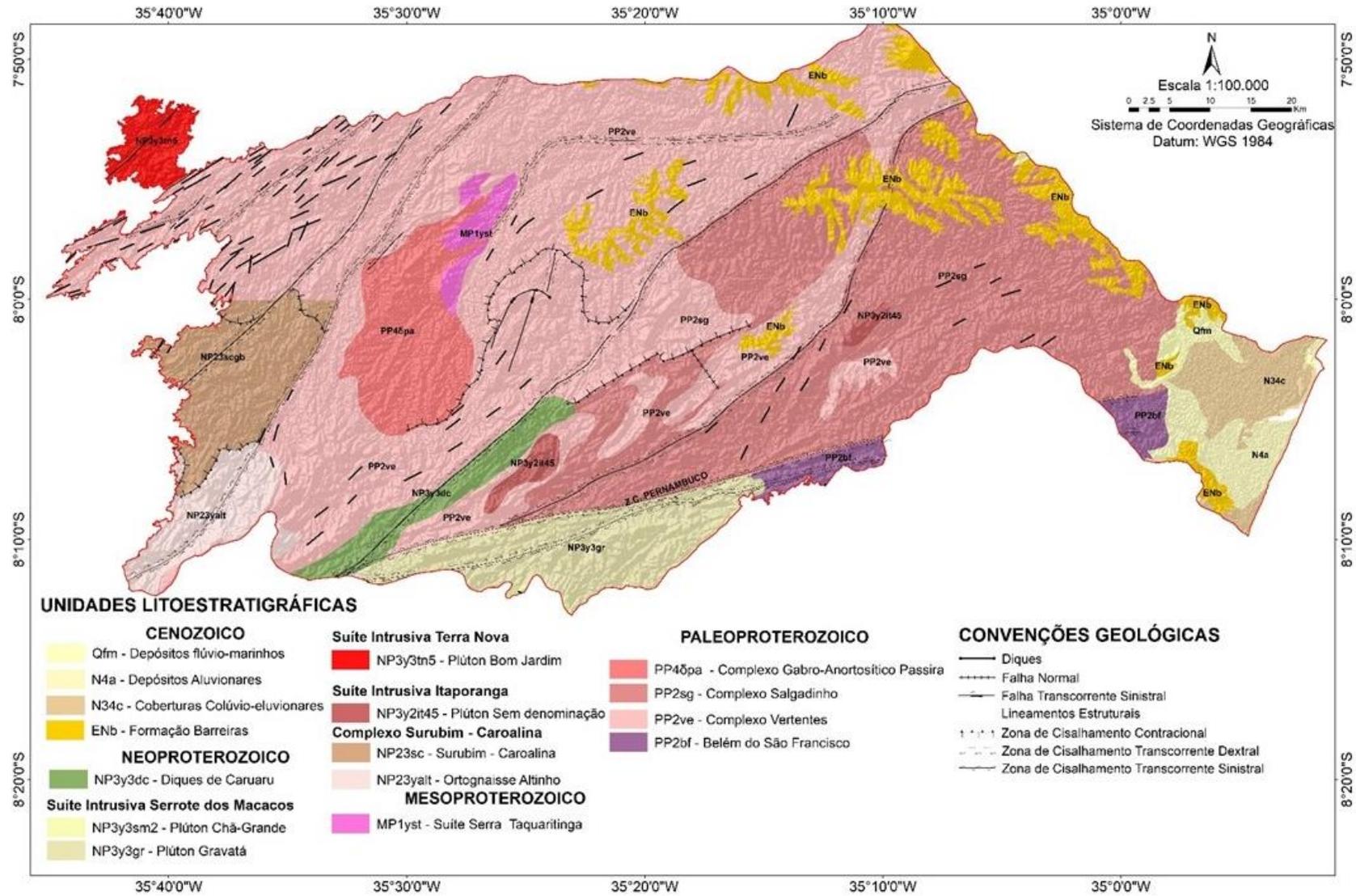
A área de estudo compõe-se litologicamente por rochas que vão desde o Paleoproterozoico até o Neoproterozoico e pelas coberturas sedimentares do Cenozoico (Figura 03). Os depósitos Cenozoicos encontrados nos baixos cursos das drenagens correspondem aos **Depósitos Flúvio-marinhos (Qfm)** que dominam os estuários dos rios em ambientes de transição entre a ação dos rios e a penetração do mar. Tratam-se de sedimentos finos inconsolidados que segundo Alheiros (1998) ocupam as áreas topograficamente deprimidas na porção interna dos estuários.

Quanto aos **Depósitos Aluvionares (N4a)**, estes compõem os terraços fluviais, várzeas e as planícies de inundação. Podem atingir até dez metros de altitude e normalmente são constituídos por areia, cascalho e argilas de proveniência continental (Xavier, 2007).

As **Coberturas Colúvio-eluvionares (N34c)** são estruturadas por depósitos detríticos que podem ser semi-consolidados ou inconsolidados, materiais tipicamente argilosos com seixos clásticos, coloração avermelhadas e alaranjadas que estão por cima de unidades mais antigas. Comumente de matriz caulínica, com cimento argiloso e grãos de quartzo ferruginosos, feldspatos e micas (CPRM, 2014). Essas coberturas estruturam a porção superior dos modelados mais rebaixados.

A **Formação Barreiras (ENb)** representa a unidade de idade cenozoica que instigou o estudo estratigráfico das formações superficiais no Brasil, uma vez que é possível encontra-la desde o estado do Amapá até a porção norte do Estado do Rio de Janeiro (ARAI, 2006). Os materiais que compõem a Formação Barreiras datam do Mioceno (BEZERRA *et al.*, 2001). Para Brito Neves *et al.* (2009) a Formação Barreiras pode ser identificada por meio da sua má seleção, estratificação irregular e variação de cores resultantes do intemperismo. Entretanto, Alheiros & Lima Filho (1991) a descrevem como sendo composta de fácies fluviais e de leques aluviais mal selecionados, compostos por cascalhos e areias grossas a finas.

Figura 03 - Unidades Litoestratigráficas do BCRC.



Fonte: Autor, 2018.

Partindo para o Neoproterozoico, se dispõem na área várias suítes intrusivas do DZT, datando entre 640 e 600 Ma (NEVES *et al.*, 2006). Dentre elas, a área é composta por **Diques de Caruaru (NP3y3dc)** integrado por sienitos máficos a intermediários dispostos ao longo da Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE), apresentando cristais de feldspatos potássicos, intercalados com dioritos (CPRM, 2007), formados por rochas bastante deformadas com alto mergulho em variados graus de deformações transcorrentes, além de possuírem muitos planos de fraturas e feições texturais de brecha tectônica possivelmente resultante do dinamismo da ZCPE.

Os **Plútons Chã-Grande (Np3y3sm2)** e **Gravatá (NP3y3gr)** fazem parte da Suíte Intrusiva Serrote dos Macacos, que por sua vez é englobado pelo Domínio Pernambuco/Alagoas, ambos estruturando parte do divisor meridional da bacia, fortemente controlado pela ZCPE (CPRM, 2010). O primeiro compõe-se mineralogicamente por cristais de quartzo, plagioclásio, biotita e muscovita e possui formação relacionada ao magmatismo Brasileiro, e o segundo é composto por Leucogranitos e granitos com biotita e muscovita (GOMES, 2001).

O **Plúton Bom Jardim (NP3y3tn5)** inserido na suíte intrusiva Terra Nova é composto por ortognaisses intrusivos na porção metavulcanossedimentar central do complexo Vertentes (GOMES, 2001), em função da tectônica transcorrente brasileira ocorrendo sob a forma de intrusões tabulares, dobradas e arqueadas. São constituídos por fácies minerais de piroxênios que por vezes se alternam para anfibólio alcalino, possuindo características geoquímicas de granitóides gerados em regime tectônico intraplaca, com grande colaboração do manto e instalados em ambiente extensional Neoproterozoico (LIMA *et al.*, 2015).

Inserido na Suíte Intrusiva Itaporanga se encontra o **Plúton sem denominação (NP3y2it45)**, composto por granitos, granodioritos e quartzo monzonitos porfiríticos. Possuem texturas e foliações miloníticas normalmente paralelas às foliações magmáticas relacionadas às zonas de cisalhamentos que as delimitam (SAMPAIO *et al.*, 2003; SÁ *et al.*, 2014).

Já dentro do contexto das rochas supracrustais ediacaranas, temos a unidade geologicamente composta por rochas metassedimentares do **Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc)**, com predominância de rochas como biotita xistos e paragnaisses. Possui seus contatos limitados por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais (Neves *et al.*, 2006), incluindo uma associação de quartzito, pelitos e carbonatos (GOMES, 2001).

O **Ortognaisse Altinho (NP23yalt)** data do início do Neoproterozóico, é composto por ortognaisses granodioríticos bandados ricos em biotita, quartzo e feldspatos. Este se encontra

ao extremo norte do Domínio Pernambuco-Alagoas. Na área de estudo, o mesmo localiza-se no seu extremo sudoeste, sendo fortemente controlado pela ZCPE (CPRM, 2012).

A **Suíte Serra de Taquaritinga (MP1yst)** retrata os afloramentos das rochas metaplutônicas do Mesoproterozóico, compostas por biotitas anfibólio e ortognaisses de composição granítica a granodioríticas e quartzosienítica. Accioly (2000) destaca que esta suíte teve sua gênese no evento magmático anorogênico entre o Estateriano e o Calimiano, cuja datação por U-Pb em zircão apontou idade de 1,52 Ga. Este fato corrobora que o Terreno Rio Capibaribe, onde a área de estudo se insere, estava atrelado à fase trafo gênica que antecedeu a abertura oceânica, sendo equivalente a blocos dispersos durante o processo de deriva, dentro do evento Cariris-Velhos (NEVES & MARIANO, 2001).

Em meio aos corpos plutônicos que intrudem as sequências gnáissico-migmatíticas do Terreno Rio Capibaribe, o **Complexo Gabro-Anortosítico Passira (PP4σpa)** é o que possui destaque sobre o significado petrológico e geotectônico. Apresenta forma sigmoidal, adquirida por processos cisalhantes dos lineamentos Limoeiro e Paudalho, sub-paralelos entre si, e que margeiam o complexo (BRITO NEVES *et al.*, 2013). É geneticamente composto de (meta) anortositos, gabros, gabro-noritos e lentes de rochas ultramáficas com óxidos de Fe e Ti, de idade U-Pb estateriana (ACCIOLY, 2000) conferindo a este complexo importante registro de evento anorogênico na região.

As rochas Paleoproterozoicas do **Complexo Salgadinho (PP2sg)** são compostas por ortognaisses bandados, com biotita e/ou anfibólios de granulação média a grossa e tipicamente compostas por bandas metamáficas (BRITO NEVES *et al.*, 2013). As rochas que compõem este complexo exibem um caráter cálcio-alcalino, assim como os granitos de Arcos, o que sugere a hipótese que estes ortognaisses foram formados durante um provável estágio de subducção relacionado ao evento Riáciano, ou seja, reflete um estágio tectônico antecedente à orogênese Transamazônica/Eburneana (BRASILINO & MIRANDA, 2011).

Ainda dentro do Paleoproterozoico o **Complexo Vertentes (PP2ve)** é constituído por uma sequência metavulcano-sedimentar, composta por rochas metapelíticas (biotita-xistos com sillimanita) interpostas com anfibólitos, onde comumente os xistos estão extremamente intemperizados por conta do contexto climático da região (ACCIOLLY, 2000). Em datações isotópicas através do método U-Pb, idade de  $2085 \pm 15$  Ma, colocam as rochas deste complexo dentro do Riáciano (GOMES, 2001), ou seja, no Paleoproterozoico embora anteriormente fossem colocadas no contexto do Mesoproterozoico (BRITO NEVES *et al.*, 2013).

Por fim, o **Complexo Belém de São Francisco**, formado pela associação granítico-migmatítica, apresenta biotita ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, leucocráticos de cor

cinza, migmatizados e migmatitos com mesossoma quartzo diorítico/tonalítico a anfibólio e/ou biotita, além de porções anfibolíticas (CARMONA, 2002, CPRM, 2005).

## 2.2 ASPECTOS CLIMÁTICOS

A dinâmica climática do BCRC é comandada por fenômenos atmosféricos que se expressam em diversas escalas espaço-temporais (SILVA, 2015). Regionalmente, segundo Molion & Bernardo (2002) ocorre uma variabilidade interanual na distribuição das chuvas no Nordeste brasileiro, tanto em escala espacial e/ou temporal, sendo estas, diretamente atreladas às mudanças nas configurações de circulação atmosféricas globais em conjunto com a interação oceano-atmosfera no Atlântico e no Pacífico.

Parte das instabilidades que ocorrem na região se devem à grande complexidade da massa Tropical Atlântica (Ta) e aos sistemas de perturbações subordinados a ela, sistemas que atuam segundo o deslocamento para o sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e para norte da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Para além, também exprimem significância no quadro climático da região os mecanismos de mesoescala, como os Vórtices Ciclônicos (VC) de Alta Troposfera, Frentes Frias (FF), Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) e ainda as Linhas de Instabilidades (LI). Entretanto, destacam-se os DOL's e as Frentes Frias como os mecanismos responsáveis pelo período de maior precipitação ao longo do ano (Junho, Julho e Agosto) no rebordo nordestino (SILVA, 2015). Tais sistemas atuando das mais variadas maneiras, desde a chegada de um eventual resquício de FF até à associação de uma mesma FF com um DOL podem ocasionar episódios de altos índices pluviométricos.

Para Corrêa (2004) e Girão *et al* (2006) a Ta trata-se de uma massa quente e úmida com gênese no Atlântico Sul, especificamente na célula de alta pressão do Anticiclone semifixo do Atlântico Sul, de onde os ventos de SE e E sopram com destino ao equador térmico, desta maneira, alcançando a Zona da Mata Pernambucana e Alagoense. A umidade somada à massa de ar a partir da interação oceano-atmosfera acaba sendo expelida na costa leste do Nordeste brasileiro, adentrando até a escarpa oriental do Planalto da Borborema. A Ta acaba sofrendo associação com a circulação atmosférica secundária sobre a Região Metropolitana do Recife (RMR). Esse quadro acaba por dinamizar as condições de tempo, levando a instabilidades nos índices pluviométricos no litoral oriental do Nordeste (Tubelis e Nascimento, 1992 *apud* Girão *et al*, 2006).

Segundo Silva (2016), a zona de baixa pressão nos trópicos é representada pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), principal sistema causador de chuvas no centro-norte da

região Nordeste, estando essa faixa de nebulosidade correlacionada a fatores que causam o fortalecimento ou enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste e sudeste, sendo fator preponderante para a determinação do período chuvoso no norte do Nordeste (MELO, CAVALCANTI, SOUZA, 2009). A dinâmica da ZCIT consiste na ascensão dos alísios de ambos os hemisférios por meio da convecção térmica do equador. A banda de nebulosidade pode deslocar-se até 12° de latitude sul, geralmente causando fortes chuvas (VAREJÃO SILVA, 2006).

No período entre o final da manhã e o início da tarde a ZCIT sofre uma variação diurna no seu comportamento, justamente por ser o período de maior aquecimento solar. Além disso, a rotação da terra (Efeito de Coriolis) é o responsável pelo posicionamento latitudinal da ZCIT, de movimento tipicamente em espiral, aumentando a incidência de ventos convergentes sobre o Equador (KRISHNAMURTI *et al*, 2013).

Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs) são sistemas de baixa pressão com gênese atrelada à alta troposfera, a depender da instabilidade atmosférica pode atingir os níveis médios (FERREIRA *et al*, 2009). Os VCANs se originam a partir do aumento da advecção de ar quente próximo à costa sudeste do Brasil. A potencialização da advecção pode ser explicada quando uma frente fria se desloca em direção aos trópicos (JOHNSON; SNOOK, 1983 *apud* ROBITA *et al*, 2010. pp.197). Para Ferreira *et al*, (2009) os VCANs em conjunto com a Alta da Bolívia (AB) e a ZCAS contribuem com o regime pluviométrico do Nordeste.

O centro dos VCANs comumente não apresenta nuvens, entretanto, sua periferia, em especial a porção norte, caracteriza-se por larga atividade convectiva e consequente nebulosidade significativa (ROBITA *et al*, 2010). A pluviosidade retida nessa faixa de nebulosidade corresponde justamente ao mecanismo que também pode causar chuvas no Nordeste brasileiro com duração aproximada entre 4 a 11 dias (FERREIRA *et al*, 2009).

Para Varejão Silva (2006), as Frentes Frias (FF), causadas pelo deslocamento da Frente Polar Atlântica (FPA), se dá através de contatos provenientes do choque entre os ventos polares de leste (frios) e os ventos de oeste (quentes). Durante o inverno no Hemisfério Sul a FPA avança sobre o litoral brasileiro ocasionando chuvas principalmente no Sul e Sudeste e costuma perder forças nas proximidades de Salvador, intensificando a partir da ação dos cavados barométricos a formação das ondas de leste.

Habitualmente, o sistema não possui força suficiente para alcançar o litoral oriental do Nordeste, entretanto, ocorrem excepcionalidades e o sistema já enfraquecido pode atingir o litoral pernambucano provocando fortes chuvas. De acordo com Girão *et al.*, (2013) os meses que apresentam os maiores índices pluviométricos no leste pernambucano são junho e julho,

sobretudo em função das instabilidades causadas por cavados barométricos denominados de Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL).

Os Distúrbios Ondulatórios de Leste comumente estão associados aos máximos de precipitação durante o inverno no Nordeste (maio a julho), esporadicamente podendo atuar até o mês de setembro no saliente oriental do Nordeste até o Agreste (SILVA, 2016). Varejão Silva (2006) afirma que são distúrbios atmosféricos que se sucedem nos trópicos sob a forma de conglomerados de nuvens convectivas. Como já indica o nome, possuem direcionamento E-W, acompanhando um cavado, onde em sua porção posterior realiza movimento ascendente enquanto que na sua frente provoca divergência, ocasionando grande precipitação em poucas horas.

Por fim, as Linhas de Instabilidades (LIs), conforme Cohen *et al.*, (2009) estão majoritariamente subordinadas às brisas marítimas. São comumente encontradas na costa nortordeste da América do Sul com a possibilidade de se alastrar até o interior do continente, possuindo importante papel na circulação em escala global, uma vez que transportam grande quantidade de calor para a alta troposfera. As LIs de alta intensidade costumam ocorrer durante o começo de março, as de média intensidade a partir de abril e as de baixa intensidade após setembro (COHEN *et al.*, 2009).

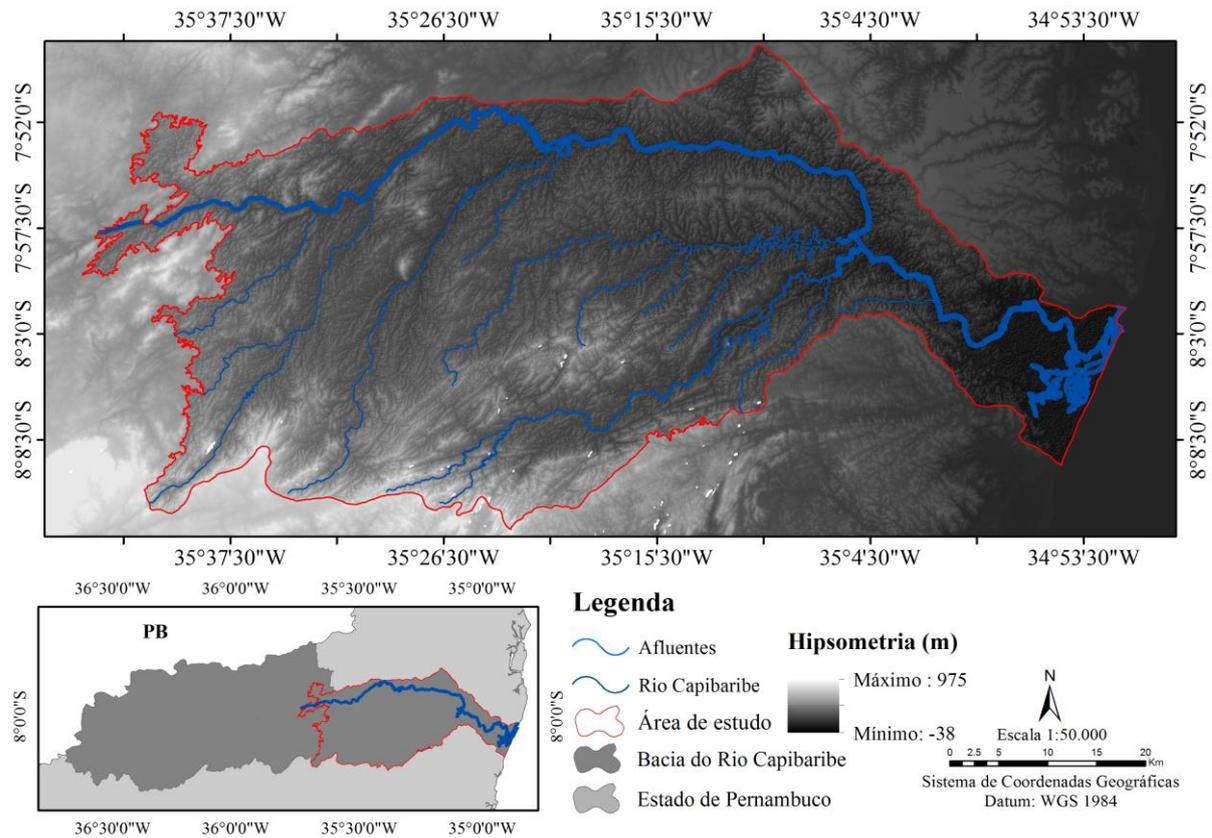
### 2.3 ASPECTOS HIDROLÓGICOS

No âmbito dos processos que abarcam a esculturação do relevo, o trabalho dos rios se destaca por ser um dos mais ativos na paisagem geomorfológica (CHRISTOFOLETTI, 1980), desempenhando importante papel erosivo e deposicional. Na área de estudo e no seu entorno, o rebordo oriental do Planalto da Borborema, os cursos dos rios são evidentemente comandados pelas estruturas geológicas e por suas formas de relevo correspondentes. Assim sendo, as condições tectono-estruturais, as zonas de cisalhamento regionais e as zonas de fraqueza atrelada às mesmas são responsáveis por ordenar a configuração espacial da drenagem, a exemplo a ZCPE, derivada do Brasiliano e reativada durante o Cenozoico (BEZERRA *et al.*, 2011), que acaba por controlar os principais cursos d'água da região, apresentando direcionamento preferencial E-W.

O Rio Capibaribe possui as nascentes no Planalto da Borborema, entre os municípios de Jataúba e Poção. Sua bacia apresenta padrão de drenagem dendrítica e o regime fluvial do alto e médio curso tem caráter intermitente, sendo o baixo curso perene (figura 04). Os canais

apresentam forma retilínea quando estão sob o controle estrutural das linhas de fraturas e falhas, e o padrão de canal meandrante se faz presente ao alcançar as menores cotas altimétricas da bacia já próximo à RMR.

Figura 04 - Mapa de drenagem do baixo curso da Bacia do Rio Capibaribe.

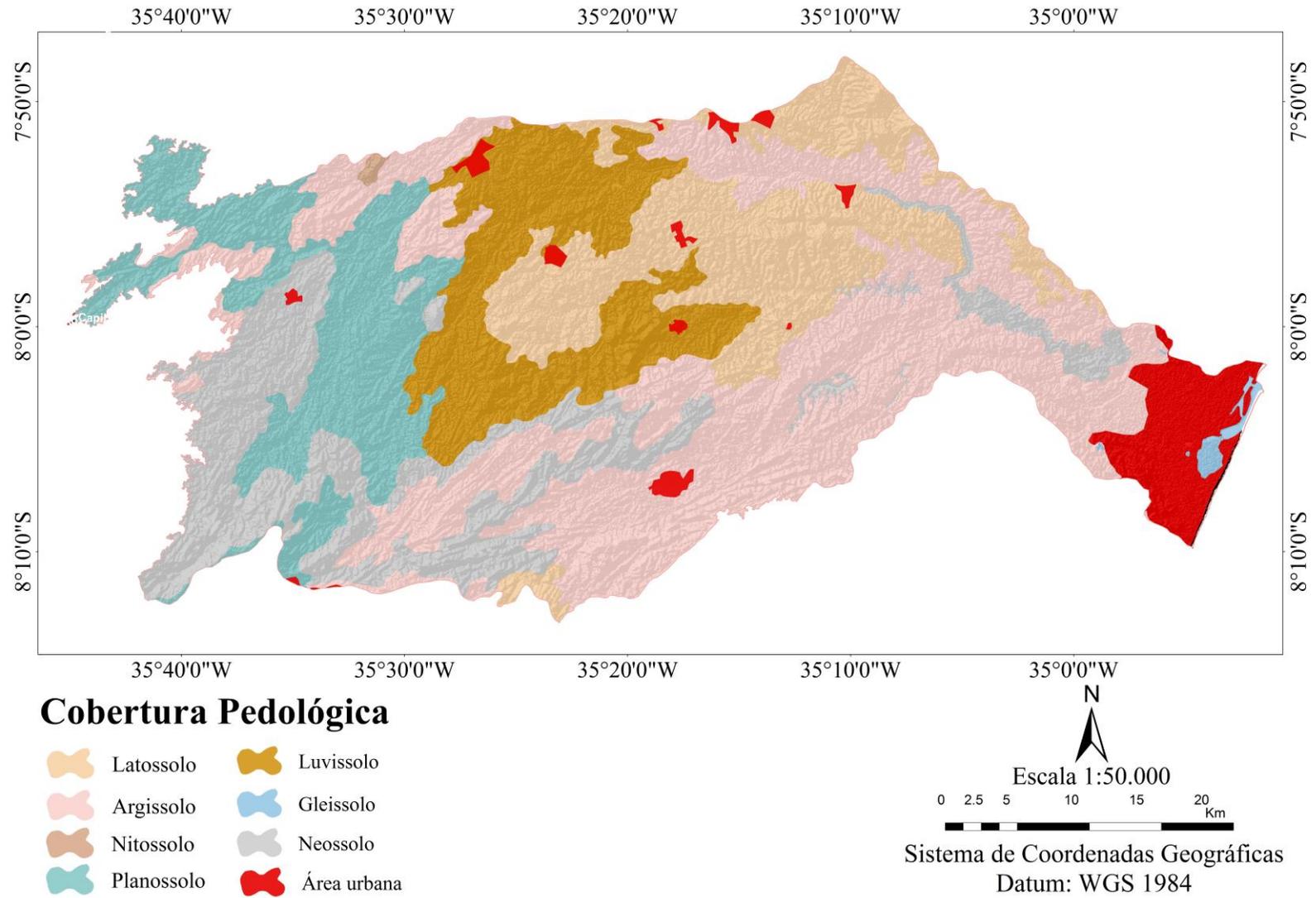


Fonte: Autor, 2018.

## 2.4 ASPECTOS PEDOLÓGICOS

A área de estudo é heterogeneamente composta por uma gama de coberturas pedológicas que refletem a diversidade da paisagem da região: o embasamento geológico, a rede de drenagem e a ação do clima. Em função dessa combinação apresentam-se desde as classes de solos bem desenvolvidos, como os Latossolos e Argissolos, até solos pouco desenvolvidos como os Neossolos. Tomando como base o mapeamento das coberturas pedológicas realizado pelo projeto Radam, a área apresenta as seguintes classes pedológicas: Latossolos, Argissolos, Nitossolos, Planossolos, Luvisolos, além dos Vertissolos, Espodosolos, Gleissolos e Neossolos (figura 05).

Figura 05 - Mapa de cobertura pedológica



Fonte: Autor, 2018.

A ocorrência de **Latosolos** está associada às formas tabulares mais preservadas, identificadas geologicamente como os sedimentos da Formação Barreiras na porção nordeste da área. Esses solos caracterizam-se pela presença do horizonte B latossólico logo abaixo de qualquer horizonte A, variando de perfis profundos a muito profundos (LEPSCH, 2010), possuem boa porosidade e consequente eficiência na drenagem, contando ainda com pouca diferenciação entre os horizontes.

Os **Argissolos** estão bem distribuídos ao longo da área, sendo uma das classes de maior expressão e surgindo sobre os variados tipos litológicos nos setores colinosos do Piemonte da Borborema, associados às rochas metamórficas do Complexo Salgadinho e Complexo Vertentes e nas encostas dos tabuleiros dissecados a nordeste. Esta classe é caracterizada por não ser hidromórfica. Quanto às profundidades variam de medianamente profundos a profundos com perfis bem diferenciados, apresentam sequências de horizontes A Bt e C ou A, E, Bt e C. O horizonte Bt se forma a partir do acúmulo de argila em camadas abaixo da superfície, provenientes da translocação de argila nas porções superiores (LEPSCH, 2010).

Os **Nitossolos** se restringem a uma pequena mancha a noroeste da bacia, caracterizados como solos de profundidade mediana com baixa diferenciação de horizontes, de textura argilosa a muito argilosa, variação que não se acentua à medida que o perfil ganha profundidade (LEPSCH, 2010). Localmente os nitossolos estão associados exclusivamente às rochas metamórficas do Complexo Vertentes.

Os **Planossolos** ocorrem no oeste e noroeste da área de estudo, possuem seus horizontes mais superficiais de textura arenosa, logo abaixo apresentam horizonte B plânico com caráter mais argiloso, a transição entre os horizontes se dá de maneira brusca (LEPSCH, 2010). Sua ocorrência está atrelada às rochas metamórficas em relevo suavemente ondulado, ocupando setores pouco movimentados e rebaixados.

Os **Luvissolos** estão espacialmente localizados na porção centro-norte da área e recobrem vasta variedade de rochas metamórficas do Complexo gabro-anortosítico, Complexo Salgadinho e do Complexo Vertentes e geralmente estão associados a relevo suave-ondulado. São solos medianamente intemperizados, possuem boa acumulação de argila no horizonte B, não possuem boa profundidade e são pouco evoluídos quimicamente (LEPSCH, 2011).

Conicionados às áreas planas e rebaixadas da foz do Rio Capibaribe, os **Gleissolos** são tipicamente saturados de água por longos períodos, o resultado são solos de coloração acinzentada de composição predominantemente mineral e com horizonte glei disposto nos primeiros 150 centímetros abaixo de um horizonte A ou H pouco espesso e suavemente mais escuro, não havendo transição brusca entre os horizontes (LEPSCH, 2011).

Finalmente, os **Neossolos** são descritos como não hidromórficos, de baixo desenvolvimento vertical e podem conter material cascalhento (PRADO, 2008). Para essa classe existem duas formas de distribuição na área de estudo, para a primeira as manchas estão associadas às rochas metamórficas que compõem o Piemonte da Borborema, estes possuem estreita ligação com o material de origem (Neossolos litólicos), enquanto a segunda forma está atrelada à dinâmica fluvial do Rio Capibaribe (Neossolos flúvicos), diferentemente dos primeiros, estes apresentam estratificação e já não possuem relação com a material fonte (LEPSCH, 2011).

### **3 REVISÃO DE LITERATURA**

#### **3.1 SUPERFÍCIES DE EROÇÃO**

A geomorfologia se apoia na premissa de que as formas de relevo estão sempre em processo evolutivo, em consequência da atuação dos processos morfogenéticos, logo a paisagem geomorfológica reflete uma série de eventos que já ocorreram além dos processos atuais. Considerando que o intuito desse trabalho é compreender o significado geomorfológico dos sedimentos cenozoicos do baixo Capibaribe faz-se necessário buscar entender os processos que agem e contribuem para sua morfogênese.

A partir desse panorama faz-se necessário realizar uma revisão sobre o tema superfícies de erosão, já que os modelos que buscam entendimento para a gênese das formas de relevo se debruçam sob a reconstrução dos registros sedimentológicos e estratigráficos. Deste modo, esta abordagem é de fundamental importância para o desenvolvimento da pesquisa, uma vez que a área possui depósitos sedimentares como indicadores dos eventos responsáveis pela gênese da paisagem

##### **3.1.1. As superfícies erosivas no Brasil**

O tema das superfícies de erosão é tomado para o estudo da evolução da paisagem geomorfológica, mormente em contextos plataformais. Para Gerrard (1995) essas superfícies configuram-se como formas planas e aplainamentos, decorrentes de processos erosivos, onde as primeiras apresentam morfologias suavemente onduladas, truncando litologias e estruturas. Já os aplainamentos, por sua vez, são compreendidos como sendo os resultados finais de um ciclo erosivo de origem subaérea, intemperismo químico, erosão marinha, etc. Por consequência dos processos envolvidos, a discussão é ampla e foca sobre os principais mecanismos que atuam para o desenvolvimento das superfícies erosivas.

A princípio, as superfícies aplainadas no Brasil foram vistas como resultantes de processos pretéritos de peneplanização (De Martone, 1943). Para o estudioso, tais superfícies tinham um típico caráter policíclico associado à instabilidade crustal, em decorrência de diversos soerguimentos regionais e, posteriormente, por épocas onde os fatores denudacionais conduziam ao rebaixamento sucessivo do relevo em resposta à estabilidade endógena (PASSOS e BIGARELLA, 2006). As ideias sobre padrões de

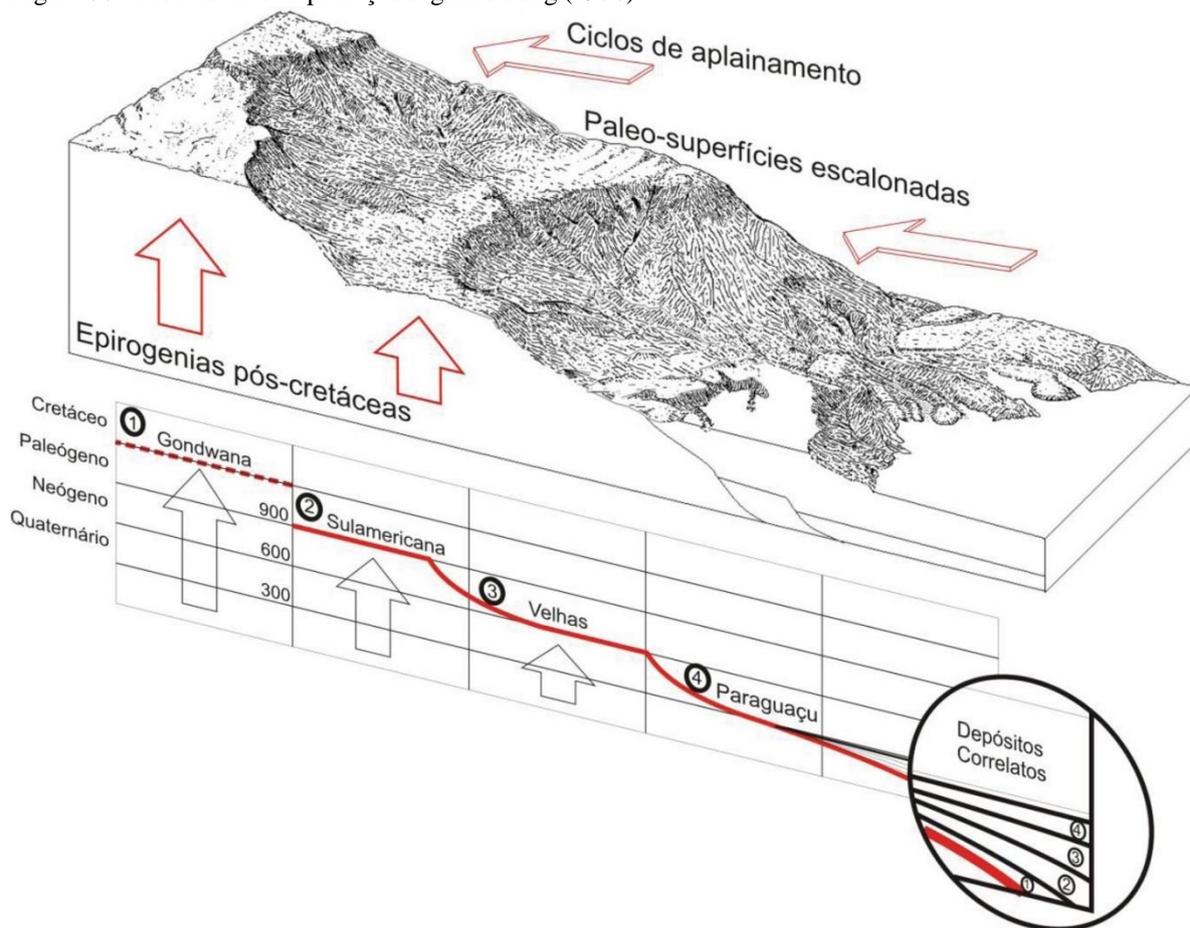
evolução policíclica do relevo foram largamente disseminadas por Ab'Saber e Bigarella (1961), Bigarella (1994, 2003), Andrade e Lins (1965), Mabesoone e Castro (1975), discutindo a existência de superfícies de aplainamento em resposta a um soerguimento regional e a ocorrência de fases sucessivas de trabalho erosivo.

No entanto, foi a partir da teoria da pediplanação que os primeiros trabalhos sobre compartimentação geomorfológica do Brasil foram realizados, buscando delimitar os diferentes estágios de aplainamento (BEZERRA *et al.*, 2008; GROHMANN & RICCOMINI, 2012). Essas propostas clássicas de evolução do relevo assentavam-se em uma análise fortemente alicerçada na organização das formas aplainadas em diferentes faixas altimétricas, restando no caso das superfícies mais elevadas, a assumida concordância de topos, como evidência material da ocorrência de paleo-superfícies, a despeito das características dos materiais que as estruturam (AB'SABER E BIGARELLA, 1961; BIGARELLA, 1994;2003; ANDRADE E LINS, 1965; MABESOONE E CASTRO, 1975).

A partir do final da década de 1950 se esboçou uma nova referência para os estudos em geomorfologia no Brasil. Os trabalhos de Bigarella & Ab'Saber (1964) sugeriam o clima como elemento primordial e controlador dos processos exógenos, diante dos quais seria possível explicar como as superfícies de aplainamento brasileiras evoluíram (BIGARELLA, 2007), a exemplo do que asseverou Ab'Sáber (1969), relacionando os vastos pediplanos e pedimentos embutidos em vales à climas tipicamente secos.

King (1956) defendia existir três fatores que juntos agiriam na evolução da paisagem, a erosão, a agradação e a tectônica. Assim como na ideia de superfícies cíclicas, o autor destaca três níveis de superfícies plenamente desenvolvidas, as mais antigas, as intermediárias e as mais recentes atreladas ao Terciário Superior. Em ordem cronológica decrescente as superfícies seriam: a Gondwana (Cretáceo Inferior), a Sulamericana (Paleógeno), a Superfície Velhas (Terciário Superior) e o Ciclo Paraguaçu (Quaternário) de aplainamentos ainda incompletos (figura 06).

Figura 06 - Modelo de Pediplanação segundo King (1956).



Fonte: MAIA & BEZERRA, 2010.

Assim sendo, segundo King (1956), teríamos a Superfície Gondwana, como a mais antiga (superfície mais alta), seguida do Ciclo Sul-Americana que se destaca no relevo brasileiro, além de outras formas, pela cimeira de chapadas. Posteriormente, o Ciclo de Erosão Velhas com superfícies pediplanadas com relevos residuais sob a forma de inselbergs, e marcado na costa pela sedimentação da Formação Barreiras. O Ciclo de erosão mais recente, o Paraguaçu, apresentaria evidências morfológicas de aplainamento restritas aos baixos cursos dos sistemas fluviais que atingem diretamente o mar.

King (1956) adverte ainda a importância de depósitos recentes (aluviões) na interpretação dos ciclos erosivos anteriores, sendo sua dinâmica decorrente das variações do clima. O mesmo autor ainda afirma que o relevo brasileiro evoluiu através da regressão das escarpas e pedimentação. Os elementos característicos de determinado ciclo erosivo não poderiam ser delineados rapidamente na paisagem, logo os pedimentos amplos não dispuseram de espaço ou tempo suficiente para se desenvolver ao longo último ciclo. O autor associou a paisagem brasileira a uma fisionomia escalonada, que progride do litoral em sentido ao interior do continente, onde, aparentemente, as superfícies permanecem

preservadas, até a ocorrência de um novo soerguimento, dando fim a um ciclo e conseqüentemente, demarcando um próximo.

Apesar de possuírem objetivos interpretativos distintos, as perspectivas evolutivas de King (1956) e Bigarella, Mousinho e Silva (1965) acolheram a mesma perspectiva de entendimento cíclico do relevo. Ao passo que King (1956) argumenta uma causa tectônica para demarcação de um novo ciclo de processos denudacionais, Bigarella, Mousinho e Silva (1965) asseveram que a ciclicidade dos eventos é resultante das variações paleoclimáticas substancialmente atreladas às variações entre o úmido e o semiárido. (BIGARELLA e AB`SABER, 1964; BIGARELLA, MOUSINHO e SILVA, 1965; BIGARELLA, 2003). Vale salientar que tais superfícies estão longe de serem meras feições morfológicas de imediato reconhecimento espacial (SMALL, 1986 *apud* SILVA, 2009), portanto, o princípio da uniformidade tem que ser aplicado com prudência, considerando-se que os processos envolvidos podem ou não conter a chave da evolução da paisagem (MABESOONE, 2000).

Múltiplos estudos relativos às superfícies de erosão e seus depósitos correlatos no Quaternário, assim como fenômenos erosivos agradacionais do Cenozóico, postulam a ação de alternâncias climáticas (semiárido e úmido) responsáveis pelos processos de degradação lateral ativa e dissecação vertical do relevo respectivamente (BIGARELLA, MOUSINHO e SILVA, 1965; ERHART, 1956; PASSOS & BIGARELLA, 2006).

### **3.1.2 Superfícies de erosão no Nordeste do Brasil**

Os supracitados modelos de evolução cíclica do relevo para o planalto meridional e sudeste brasileiro também foram tomados para entender a história geomorfológica do Nordeste, já que esta responde às condições atuais de semiaridez e que refletiria bem os processos de degradação e agradação defendidos pelos modelos apresentados. Nesta perspectiva, assumiu-se que no Planalto da Borborema e suas adjacências, a história geomorfológica ocorrera graças a consecutivos aplainamentos escalonados ao longo do Cenozóico, como respostas erosivas subsequentes aos períodos de reativação da plataforma brasileira, decorrente de uma dinâmica cíclica do tectonismo (epirogênese) da plataforma brasileira.

Ressalta-se que a premissa de evolução da paisagem geomorfológica da Borborema a partir de sucessivos ciclos de aplainamentos comandados por processos

epirogênicos pós-cretáceos remontam ao trabalho de Crandall (1910), seguidas pelas contribuições de Dresch (1957), Andrade (1958), Mabesoone & Castro (1975) e Mabesoone (1978), que delimitaram patamares escalonados desenvolvidos ao longo do Cenozoico, em virtude da elevação episódica e posterior aplainamento do Planalto da Borborema. Para Andrade & Caldas Lins (1963) essa sequência de eventos constitui elemento essencial para o entendimento dos processos geomorfológicos no Nordeste.

A premissa adotada por Mabesoone & Castro (1975) é que o Planalto da Borborema seria um domo rejuvenescido, dotado de várias áreas aplainadas contidas em seu interior, de forma que a tectônica possuiria pouca importância na sua evolução, assim como no seu entorno, uma vez que os episódios subsequentes de soerguimento teriam ocorrido como um processo regional generalizado não havendo portanto afetado a morfogênese nas áreas aplainadas intra-planalto, podendo estas apenas ser influenciadas por variações climáticas. Contradizendo tal proposta, Mabesoone (1978), asseverou que a tectônica assumia relevância na formação dessas superfícies, considerando que a ocorrência de reativações tectônicas durante o Cretáceo e o Cenozoico, influenciaram a estruturação geomorfológica, sendo o relevo nordestino acima de tudo Quaternário.

Resumidamente, de acordo com Mabesoone (1966), a geomorfologia Cenozoica do Nordeste brasileiro poderia ser desmembrada em três fases consecutivas; a primeira a partir do Terciário inferior, originando três pedimentos e dois pediplanos em condições de clima semiárido; posteriormente um momento com variações entre dinâmicas climáticas intermediárias, um pouco mais úmidas, gerou crostas ferruginosas e, por último, a deposição dos sedimentos correlativos no fim das fases úmidas, de caráter extremamente erosivo, enquanto que as fases semiáridas foram o motor para a pediplanação (MABESOONE, 1966).

Entretanto, tais interpretações sobre a gênese do relevo escalonado no Nordeste brasileiro vinculam-se a um modelo largamente dedutivo e de difícil verificação empírica (TWIDALE, 1982; THOMAS, 1994). Summerfield (2000), chama atenção para o estabelecimento de uma cronologia absoluta dos eventos erosivos e deposicionais, a despeito das superfícies aplainadas ou com topos aparentemente concordantes. Baseado em que a correlação cronoestratigráfica das superfícies nos interiores de continentes nem sempre é uma tarefa possível de ser realizada com precisão, levando-se em consideração apenas os depósitos sedimentares que estão retidos em determinados níveis topográficos e modelados geomorfológicos, tal qual a Formação Barreiras. Dessa forma, estudos mais recentes asseveram a necessidade de uma análise mais acurada e de maior complexidade,

sobretudo buscando estabelecer uma correlação das áreas fontes, de transporte e deposicionais.

Moraes Neto (1999) e Moraes Neto & Alkmim (2001) relataram problemas com a aplicação das abordagens clássicas ao relevo do Nordeste, partindo de análises empíricas de evidências de deformação e soerguimento tectônico das coberturas sedimentares do Terciário superior na porção leste da Borborema. O próprio escalonamento do piemonte em níveis de 100, 200 e 250 metros sugere a ocorrência de tectônica disjuntiva e reativação recente de antigas falhas paralelas às escarpas, trazendo à tona a ideia de que a formação das superfícies topográficas está intimamente relacionada não só aos parâmetros tectônicos, mas também aos climáticos.

Problemas referentes à conceituação das superfícies de erosão foram apresentados por Corrêa & Mendes (2003), tratando, por exemplo, da necessidade de melhor entendimento da relação denudação-deposição na aplicação da teoria das superfícies de aplainamento. Segundo os autores, esta relação é bastante complexa, visto que o relevo é resultado de fenômenos destrutivos, logo, as formas não se mantêm estáticas após a elaboração de outro nível de base local ou geral.

A importância do tectonismo intraplaca para a evolução do relevo no Nordeste brasileiro é tratada por Bezerra *et al.*, (2008; 2011), tomando a reativação das falhas durante o Cenozóico como elemento importante para a definição da morfologia e sedimentação contemporânea, indo de encontro à postulação da inércia tectônica nas margens passivas. Portanto, para a elucidação da geomorfologia dessas áreas faz-se necessário mais do que aplicar os modelos de pediplanação, ressaltando que nenhum modelo geomorfológico cíclico, dedutivo, seria capaz de explicar por completo a evolução das superfícies de aplainamento (ADAMS, 1975).

O relevo do Planalto da Borborema e das bacias marginais adjacentes possuem feições controladas por zonas de fraquezas datadas do Brasiliano e que sofreram reativação durante o Cenozoico (BRITO NEVES, 1999). O fator preponderante para a evolução dos processos evolutivos na região, portanto, é a tectônica pós-cretácea. A incorporação da tectônica Quaternária, assim como das mudanças climáticas, faz-se necessária para o melhor entendimento da dinâmica morfológica do relevo do Nordeste Brasileiro, que não deve ser estudado com base unicamente nos elementos topográficos de idade meramente presumida em função de seu posicionamento espacial e topográfico.

### 3.2 TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO

A percepção da relevância dos processos geológicos atualmente ativos levou Obruchev (1948) a sugerir um novo ramo das geociências, introduzindo o termo neotectônica, a fim de indicar “os movimentos tectônicos recentes ocorridos no final do Terciário e início do Quaternário, os quais tomaram um papel decisivo na formação da topografia contemporânea”. O trabalho deste teórico associados com o de outros pesquisadores soviéticos como I.D. Nikolaev em 1949 e Y.A. Mescheriov em 1965 tiveram vultuosa importância na fase inicial do desenvolvimento da neotectônica. MESCHERIOV (1968) e Wegman (1955) introduziram os termos *neueste Tektonik* (tectônica mais jovem) e *lebendige Tektonik* (tectônica viva).

Para Nikolaev (1974) a neotectônica vem a ser um ramo das ciências geológicas que abarca os processos tectônicos ocorridos durante o Cenozóico Superior (Neógeno-Quaternário), que teriam sido os responsáveis por ter reativado formas estruturais antigas ou criado formas novas. Formas as quais teriam uma expressão evidente parcial ou encoberta no relevo da superfície da Terra. Mercier (1976) considerou a neotectônica como sendo a relação entre fenômenos tectônicos ativos e geológicos. O estudo destes fenômenos, de acordo com o autor, permitiria uma análise mais precisa da deformação e sua cronologia, sendo esta muito mais apurada do que as utilizadas pela orogenia antiga. Para Angelier (1976) a neotectônica corresponderia ao período no qual poder-se-ia extrapolar observações geofísicas à luz de dados geológicos.

Jaim (1980) trouxe outra definição, considerando a neotectônica como sendo movimentos contemporâneos ocorridos na crosta terrestre, que se manifestavam no tempo histórico, estando em atividade até o presente e passíveis de observações imediatas, inclusive as instrumentais. De acordo com este autor, seria adequado denominar movimentos contemporâneos os eventos que aconteceram nos últimos seis mil anos, período em que o nível eustático se estabeleceu após o último máximo glacial. Neste trabalho o autor diferenciou as movimentações recentes, incluídas no Holoceno e as atuais, considerando os movimentos do Neógeno e Quaternário como responsáveis pelo modelado do relevo atual.

Blenkinsop (1986, *apud* HANCOCK & WILLIAMS, 1986) alterou a proposta deste último autor, demarcando o início da fase neotectônica por meio do estabelecimento dos campos de tensões contemporâneos de dada região, permitindo ao pesquisador a

comparação regional de direções significativas de compressão e extensão horizontal, inferidas das estruturas comprovadamente ativas durante certa escala temporal, como as determinadas por medidas *in situ* ou por soluções de planos de falha.

Pavlides (1989) debateu e resumiu as ideias de vários autores, concluindo que o início do período neotectônico não possuiria um valor global, já que estaria diretamente relacionado com as características individuais de cada tipo geológico. Este autor definiu o termo neotectônica como o estudo de eventos tectônicos jovens, os quais ocorreram após a orogenia final da região ou mais precisamente, após a última reorganização tectônica significativa.

Por fim, o conceito acolhido para os fins deste estudo foi sugerido pela Comissão Tectônica da INQUA (*Internacional Union for Quaternary Research*), que se refere à neotectônica como “qualquer movimento da terra de deformação do nível de referência geodésico, seus mecanismos, sua origem (não importando o quão antigo seja), suas implicações práticas e suas extrapolações futuras” (MÖRNER, 1989a). De acordo com este enfoque, a neotectônica não possuiria vínculo temporal, incluindo toda a escala de tempo dos movimentos, desde os rápidos (sismos) até a ordem dos  $10^7$  anos, caso necessário para permitir o entendimento da origem do movimento registrado.

### **3.2.1 Tectônica recente no Brasil**

A primeira publicação referente à neotectônica no Brasil foi feita por Freitas (1951), partindo de elementos geomorfológicos e geológicos para, em conjunto, delimitar os grandes aspectos da tectônica moderna. Inicialmente, hipóteses foram aventadas por Guimarães (1951), referentes ao entendimento da configuração de importantes redes hidrográficas, tal como, a presença de sedimentos cenozoicos configurados em faixas Norte-Sul na região central de Minas Gerais, apenas sendo passível de interpretação a partir da relação com controles tectônicos ativos.

Ressaltando que antes desses dois pesquisadores, outros já haviam indicado a ocorrência de atividades tectônicas recentes, com intuito de elucidar feições geomorfológicas e geológicas específicas e/ou localizadas. A partir do exposto, faz-se necessário mencionar os trabalhos de Hartt (1870) sobre os sedimentos pliocênicos do médio Jequitinhonha, Gorceix (1884) acerca das bacias Terciárias do Quadrilátero Ferrífero, e Brajnikov (1847) referentes à tectônica da região da cidade de Belo Horizonte.

O cunho geomorfológico, em escala regional, nos estudos tectônicos, deu-se a princípio, pelos trabalhos de DeMartonne (1943) e King (1956), através dos estudos das superfícies de erosão do Brasil oriental. Mas recentemente, a partir do trabalho de Hasui (1990) ocorre o primeiro pensamento sobre a Neotectônica Brasileira fundamentada no delineamento da história das reativações das estruturas tectônicas desde o Pré-Cambriano ao Cenozoico.

A relevância de estudar os eventos tectônicos no Brasil, assim como a exposição de informações importantes acerca do início do tectonismo na Plataforma Brasileira, estão presentes em trabalhos também pioneiros como o feito por Saadi (1993), onde o autor assinala que tais movimentos tectônicos recentes foram responsáveis por reativações de falhas do Pré-Cambriano. As reativações desses sistemas de falhas originam sistemas de rifteamento que, por sua vez, formam as bacias sedimentares, resultando mais adiante em bacias de compressão jovens caracterizadas pela inversão do relevo. A neotectônica gera descontinuidades estruturais que são responsáveis por controlar o microrelevo, os padrões de drenagem e, por vezes, a orientação de bacias hidrográficas. Esses sistemas de descontinuidade refletem em uma estrutura de escala regional com áreas de soerguimento e subsidência, através de blocos limitados por falhas de diversos tipos e tamanhos (SAADI, 1993).

Diversas pesquisas foram desenvolvidas no Sul e Sudeste do Brasil na esfera da neotectônica. As primeiras regiões a se tornarem objeto de estudo foram as áreas da Serra da Mantiqueira e Serra do Mar. Almeida (1976), tratou dos sistemas de rifts da Serra do mar, expressando-se espacialmente em bacias em formato de hemi-grábens, resultantes ao arqueamento da Serra do Mar e basculamento da Bacia de Santos. Buscando identificar valores atípicos resultantes da influência neotectônica, Hiruma (1999; 2013), aplicou a técnica de mapeamento morfométrico, análise morfoestratigráfica dos depósitos deformados, assim como o mapeamento dos campos de tensão no Planalto de Campos do Jordão.

Etchebere (2000) e Bistrichi (2001) lançaram mão de parâmetros morfométricos de drenagem e análise estratigráfica, inicialmente, na Bacia do Rio do Peixe, com objetivo de provar a atuação tectônica nos canais, posteriormente, para a averiguação da performance de pulsações neocenozóicas no controle da drenagem na região de Atibaia-Bragança Paulista. Já R. Brown *et al* (2000) empregou datação através de traço de fissão em apatita para explicar a história morfotectônica da margem continental brasileira por taxa de denudação em grande escala temporal.

No Nordeste brasileiro a evolução morfogenética tem como importante elemento, a ocorrência de atividade tectônica, a qual tem sido aceita em diversos estudos no âmbito geomorfológico em abrangência regional. Seja com base nas proposições de altos estruturais suportados por sequências litológicas do Pré-cambriano, os quais sustentam importantes divisores de drenagem, ou no controle exercido por essas estruturas geológicas sobre a sedimentação regional, a proeminência regional da tectônica sobre o relevo como já havia sido exposta por Ab'Saber (1956), Dresch (1957) e Andrade & Caldas Lins (1963). Por seu turno, CZAJKA (1958), BEURLEN (1967) e ANDRADE (1968) ressaltaram o papel exercido pelos *trends* de orientação regionais; assim como os escalonamentos dos setores aplainados com pequena relação com os Altos estruturais e a “flexura continental” paraibana foram tratados por Ruelan (1952), King (1956) e Tricart (1959). Por fim, Mabeoone et al. (1972) e Castro (1979) consideraram o espraiamento dos sedimentos no sentido da costa (Formação Barreiras) como resposta ao soerguimento continental.

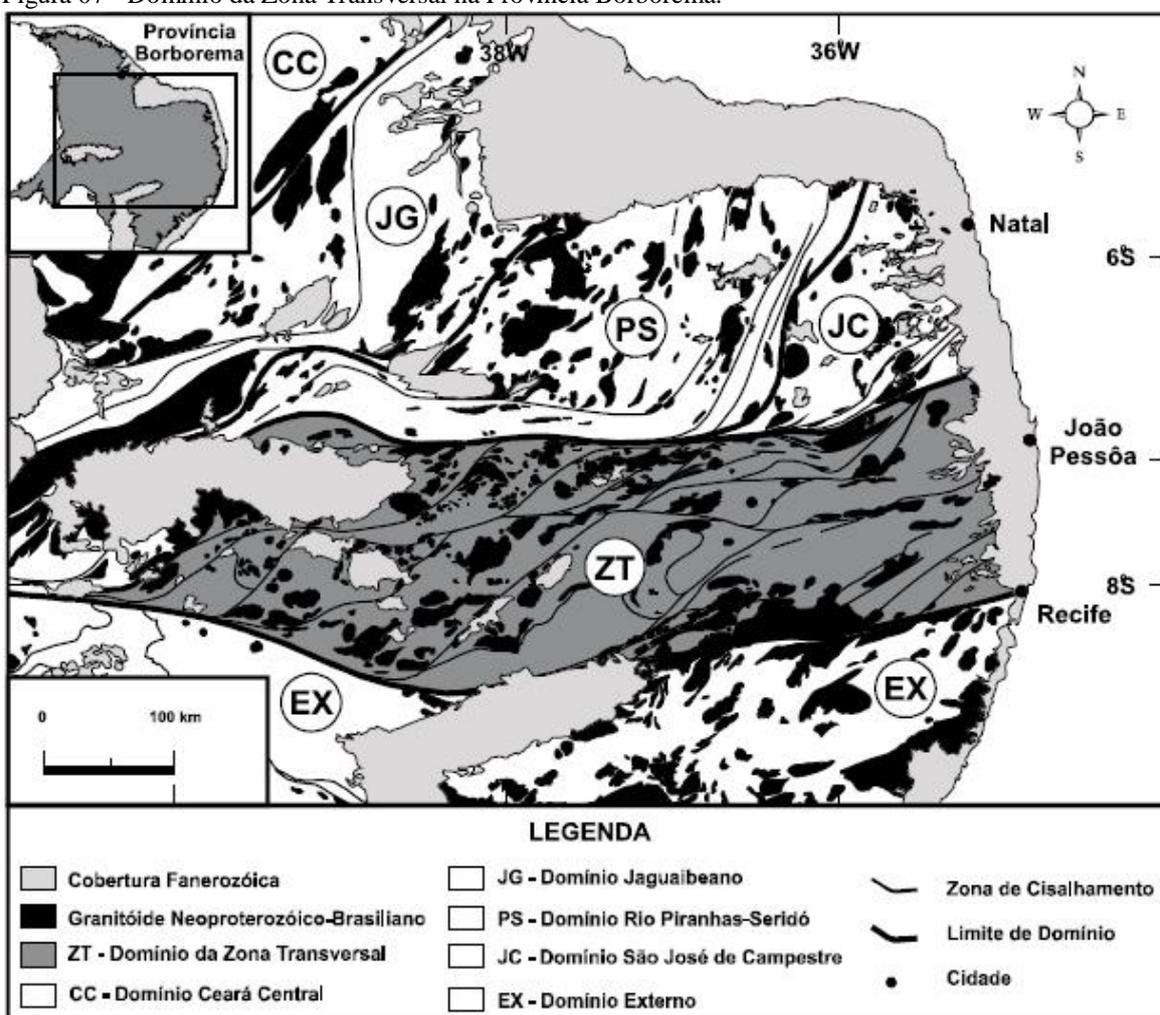
### **3.2.2 Evolução morfotectônica no rebordo Nordestino**

A Província Borborema está embasada por litotipos originados no Pré-Cambriano, e cercada, na sua porção oriental, por algumas bacias sedimentares marginais que se expressam na paisagem geomorfológica por modestos divisores tabulares entremeados por curtas planícies costeiras. A província em si é formada principalmente por litologias do Paleoproterozoico, Eo-Neoproterozoico e deformações de terrenos do Neoproterozoico com parcela significativa do tectonismo oriundo da junção Pan-Africana há cerca de 600 Ma, ciclo Brasileiro (BEZERRA *et al*, 2008).

A Zona Transversal da Província Borborema se trata da feição mais proeminente deste compartimento, definida por Brito Neves *et al* (2001a; 2001b) e por Almeida *et al* (2000), compõe-se na presença de mega-cisalhamentos de caráter dextrais como a Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE) e a Zona de Cisalhamento Patos (ZCPA), ambas possuem significância para o contexto tectonoestratigráfico, uma vez que são responsáveis por controlar a sedimentação na região (BRITO NEVES *et al*, 2001c). Para Trompette (1994) a tectônica extrusional ainda da fase de Gondwana foi responsável pela geração dessa feição retangular que inspira a gênese, acomodação, arranjo e estruturação das atuais bacias sedimentares (figura 07).

Durante a separação da Pangeia, no Mesozoico, a Província Borborema sofreu maior influência tectônica se caracterizando por duas fases, uma de rift e outra de pós-rift. O rifteamento principal, desenvolveu-se durante o Cretáceo Inferior (Aptiano) com reativação das zonas de cisalhamento formadas durante o Neoproterozóico, o que controlou o desenvolvimento de bacias ao longo das margens passivas, assim como rifts abortados em direção ao interior (TAVARES, 2010), sobretudo entre o Barrisiano e o Barremiano (MATOS, 1987; FRANÇOLIN *et al*, 1994). Bezerra *et al* (2008) afirmam que grande parte destas bacias apresentam seqüências sedimentares pós-rift em consequência da abertura do oceano e evolução da margem passiva, e que neste estágio continuaram a ocorrer falhamentos, contudo de forma menos intensa.

Figura 07 - Domínio da Zona Transversal na Província Borborema.



Fonte: MEDEIROS & JARDIM DE SÁ (2009)

Partindo deste panorama, a formação e evolução das bacias marginais e interiores tiveram sua gênese atrelada à separação dos continentes Sul-Americano e Africano. O

trecho entre Recife e João Pessoa compreende a Bacia Paraíba, à qual obteve abertura durante o final do Maastrichiano, se tratando da porção entre a ZCPE e ZCPA, ou seja, a Zona Transversal propriamente dita (SOUZA, 1999; J. BARBOSA, 2004; BARBOSA *et al*, 2003). Por sua vez, esta bacia é compartimentada em duas sub-bacias, a Sub-bacia Olinda, ao sul, localizada entre a ZCPE e o Alto de Goiana e a Sub-bacia de Alhandra/Miriri, localizada em uma área de subsidência mais acentuada, limitada na faixa costeira ao norte pela Falha de Mamanguape e ao sul pelo Alto de Goiana tais sub-bacias são diferenciadas por efeitos dispares do tectonismo que atuou na sua gênese (figura 08) (MABESOONE & ALHEIROS, 1993).

Figura 08 - Localização das Bacias Pernambuco e Paraíba e suas compartimentações em sub-bacias.



Fonte: Barbosa & Lima Filho (2006 *apud*. MORAIS, 2008).

O processo de formação tectônica da Bacia Paraíba/Pernambuco ocorreu de maneira diferenciada em relação as bacias adjacentes e da maioria das bacias da

plataforma continental brasileira, pois, primeiramente apresentam um pacote sedimentar de no máximo 2.500 metros e sua composição, dá-se, basicamente pelo empilhamento de sistemas carbonáticos, contrastando com as demais bacias marginais que apresentam complexo empilhamento de sistemas clásticos de origem continentais fluvio-lacustres, de plataforma e de talude (AMUS & CARVALHO, 1978).

A formação do Piemonte da Borborema está associada a processos intensos de denudação a partir da exposição da raiz lito-estrutural do complexo cristalino. Trata-se de uma porção de relevo rebaixada que possui estruturas herdadas pelos complexos litológicos Proterozóicos (MONTEIRO, 2010). Escarpas dissecadas estruturadas em falhas são a predominância morfotectônica típica da área, tais feições constituem testemunho de recuo erosivo responsáveis por compartimentar os patamares mais elevados da cimeira do Planalto das regiões mais dissecadas no entorno. Maciços estruturais dissecados também são recorrentes na paisagem da área de estudo. São feições comumente atreladas a rochas intrusivas e geralmente estruturados por falhas normais ou zonas de cisalhamento (CORRÊA & FONSÊCA, 2016).

A principal unidade de relevo no Nordeste oriental, o Planalto da Borborema, corresponde ao conjunto de terrenos que estão acima da cota altimétrica de 300 metros, possuindo extensas zonas de cisalhamento de orientação E-W/NE herdadas do ciclo orogênico Brasileiro (BRITO *et al*, 2004).

Durante o Cenozóico, a migração da placa Sul-Americana para oeste associada à formação da cadeia andina, permitiu o surgimento de tensões relacionadas à abertura do oceano Atlântico e à subducção da Placa de Nazca sob a placa Sul-Americana, caracterizando um controle compressivo de direção E-W em todo o Nordeste (ASSUMPCÃO, 1992). Esse cenário possibilitou a reativação de sistemas de falhas relevantes e de dobramentos com grande comprimento de onda, seguindo o regime já caracterizado, com eixos de orientação N-S, resultados dos já citados esforços compressivos de direção E-W que tiveram atuação predominante durante o Paleógeno. (CREMONINI & KENDER, 1995). Nesse sentido, as zonas de direcionamento NE-SW e E-W são responsáveis pela criação de *trends* que confinam os canais de drenagem e norteiam a dissecção, tal dinâmica cria sequências de cristas e vales que indicam planos de deformação que podem se estender, também, em ambientes sedimentares, de forma a condicionar a dissecção a partir de planos de falhas (MAIA & BEZERRA, 2014).

### 3.3 O PAPEL DO QUATERNÁRIO NOS ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS

Para delinear esta pesquisa é necessário resgatar os eventos ocorridos durante o Quaternário, pois a área em apreço possui evidências que tais eventos bem marcados sobre a paisagem geomorfológica, influenciaram as taxas de denudação, pedogênese, regimes fluviais e deposição das coberturas superficiais inconsolidadas. As variações cíclicas do clima no Quaternário foram estabelecidas por estudos preliminares, os quais buscaram determinar cenários e expor dados acerca da cronologia deposicional, reconstituição de processos e de ambientes de deposição (TAVARES, 2015). Outrossim, esse período compreende variadas informações paleoecológicas que evidenciam não apenas o último estágio de arranjo das paisagens naturais como também as grandes intervenções humanas sobre os ecossistemas. (SALGADO-LABORIAU, 1994).

A reconstrução paleoambiental do Quaternário com base nas evidências contidas no relevo propicia a elaboração de cenários acerca das instabilidades geomórficas ocorridas outrora. As evidências encontradas sobre o relevo sob a forma de coberturas superficiais estão inexoravelmente atreladas ao Quaternário, haja visto que os processos modeladores do relevo não admitem a presença de formas mais antigas que poucos milhões de anos, realidade que se baseia nas taxas de evolução e erosão das paisagens (SCHEIDEGGER & AI, 1986). Destarte, o Quaternário engloba os últimos 2,6 milhões de anos, divididos, segundo seus atributos ambientais, entre o Pleistoceno que abrange maior parte do período, sucedido pelo Plioceno que possui seu limite temporal fixado pela primeira grande glaciação global. Por derradeiro, o Holoceno, compreendendo os últimos 11.700 anos até o presente (SUGUIO, 2005; INQUA, 2014), representando a entrada efetiva no último interglacial.

Segundo Souza *et al.* (2005), o Quaternário é composto bioestratigraficamente pela essência faunística e florística de seres vivos, na sua maior parte, e por compreender a idade das glaciações mais frequentes e a presença do ser humano. Embora os depósitos Quaternários brasileiros não contenham sedimentos de natureza glacial ou periglacial, os reflexos ambientais desse período são indispensáveis para os estudos do Quaternário, pois tais heranças registradas até hoje na paisagem evidenciam uma dinâmica tectônica e climática singulares (SILVA, 2016).

Para o entendimento da evolução da paisagem a partir da perspectiva geomorfológica é fundamental se debruçar sob os eventos atrelados a processos tectônicos e neotectônicos. Assim sendo, Riccomini (1989) assevera que eventos de

natureza tectônica podem suscitar mudanças significativas no relevo, tal qual, o arranjo dos depósitos preexistentes. Tais modificações deixariam marcas no modelado e seriam primordiais na busca pela compreensão dos processos envolvidos na esculturação do relevo.

Os eventos de cunho climático merecem receber atenção especial, haja visto que as mudanças climáticas conferem a particularidade (Meadows, 2001) do período Quaternário. Munindo-se das análises das flutuações climáticas é possível constatar as alterações e o dinamismo dos sistemas ambientais no globo. Tal pressuposto associado à proximidade com o presente faz com que exista uma vasta quantidade de informações paleoclimáticas desde a última glaciação do Pleistoceno (100.000 – 12.000 AP) e por conseguinte do Holoceno (INQUA, 2014). Essa proximidade temporal propicia a manutenção dos registros, que mesmo espacialmente dispersos, diversas vezes acham-se bem preservados (SUGUIO, 2005).

Levando em consideração o exposto no que se refere à importância do Quaternário nos estudos geomorfológicos, a busca da compreensão dos depósitos Quaternários se alicerça no registo das grandes e cíclicas mudanças paleoambientais, por meio das análises sedimentológicas onde é possível obter respostas dos eventos e agentes que construíram o relevo deposicional (MISSURA, 2006).

Destarte, o desafio no estudo da paisagem Quaternária se faz presente ao se compreender que as respostas encontradas a partir de parâmetros climáticos não são idênticas nem muito menos sincrônicas em toda parte como se poderia esperar. Tais respostas estarão intimamente relacionadas aos fatores locais e regionais, além de que, os registros podem não ser harmônicos às condições ambientais atuais ou aos padrões esperados para o passado climático da área de estudo (LEDRU *et al.* 2002).

### **3.3.1 O Quaternário no Nordeste**

O modelado deposicional brasileiro, e nordestino, é marcado pelas evidências de significativas pulsações climáticas que interferiram diretamente sobre os processos de erosão/deposição, e que são confirmadas a partir de indicadores biogeográficos, paleontológicos, geomorfológicos e sedimentológicos (BIGARELLA & AB'SABER, 1964; BIGARELLA & ANDRADE, 1965).

Durante as últimas décadas buscou-se o entendimento das mudanças climáticas no Quaternário do Nordeste, a partir de pesquisas direcionadas à reconstrução

paleoambiental e o reconhecimento de marcadores estratigráficos que ofereçam dados acerca das oscilações climáticas do referido período. As atividades tectônicas ocorridas na região em conjunto com as oscilações climáticas são os responsáveis por criar e preencher os *loci* deposicionais através da ação dos eventos de grande magnitude e baixa recorrência (TAVARES, 2015). Diversos estudos acerca das dinâmicas paleoclimáticas em ambientes semiáridos e subúmidos asseveram que tais eventos de grande magnitude são os principais causadores dos processos de coluvionamento (BEZERRA et al, 2008). Thomas (1994) corrobora que o processo de coluvionamento, inclusive em escala regional, é reflexo de alterações bruscas nas dinâmicas climáticas, até mesmo quando ocorre em ambientes de estabilidade climática e biogeográfica.

Com a intenção de compreender a maneira como as pulsações climáticas acometeram a paisagem é imprescindível conhecer as dinâmicas atmosféricas e os padrões sinóticos de escala regional ou continental, sendo indispensável por vezes a utilização de uma transposição de dados de áreas análogas (GURGEL *et. al.*, 2013; LIRA, 2014) para a assimilação dos atuais eventos extremos ocorridos durante o Pleistoceno tardio e Holoceno. Tal conjuntura infere que a América do Sul tropical vem sendo influenciada por padrões circulatórios similares aos atuais desde o Último Máximo Glacial (UMG), divergindo no que refere à intensidade e distribuição espacial dos elementos envolvidos (BRÄUNING, 2009).

É essencial observar que as flutuações climáticas globais do Quaternário não resultaram em respostas regulares em toda parte, assim como a ciclicidade dos eventos formativos de cunho climático também não apresentam estabilidade em sua reprodução. As propriedades gerais de um ciclo são mais facilmente identificadas do que os padrões em que as oscilações ocorrem, uma vez que esses podem ser efêmeros ou demorados, ora de alta magnitude ou de baixa amplitude, o que nos leva a afirmar que as respostas de um evento único sobre a paisagem podem ser tão relevantes quanto as de um ciclo completo. Tais respostas podem haver permanecido bem demarcadas durante a passagem Pleistoceno/Holoceno e todo o Holoceno. Assim, o desafio reside na elucidação dos agentes causadores, das respostas geomorfológicas e no reconhecimento desses *feedbacks* na paisagem (TAVARES, 2015).

No âmbito das perturbações circulatórias operantes no Nordeste brasileiro, os mais significativos são os que estão diretamente atrelados com o afastamento da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico (ZCIT) e dos demais sistemas geradores de chuva (PETERSON & HAUG, 2006) que estabelecem situações generalizadas de seca,

sendo o ENOS o controle mais destacado pela literatura (El Niño Oscilação Sul). Assim como existe uma teleconexão entre os *El Niños*, com vigor moderado a forte no Oceano Pacífico tropical, e as secas generalizadas no Nordeste, segundo Oliveira *et al.*, (1999) a não ocorrência do *El Niño* ou circunstâncias equivalentes alimentam maiores índices pluviométricos além do habitual para a região. Logo, espera-se que a compreensão da ocorrência dos Paleo-ENOS sobre a região possa ser levada em consideração como fonte de dados para a interpretação dos mecanismos que estimulam a produção de sedimentos.

As primeiras pesquisas que se apropriaram de abordagens sedimentológicas e biológicas como registros paleoclimáticos afim de reconstruir a evolução climática do Pleistoceno tardio no Nordeste do Brasil, fundamentaram-se em evidências de sedimentos extraídos de mar profundo, além da plataforma continental (DAMUTH e FAIRBRIDGE, 1970). Os estudos indicaram uma considerável similaridade entre o atual estado dos sistemas atmosféricos atuantes e das últimas glaciações e penúltima fase interglacial no Nordeste brasileiro. Dados sedimentológicos e biogênicos atrelados à datação por radiocarbono e análise de isótopos de oxigênio, também sugerem que a posição e intensidade das principais células de perturbações atmosféricas provocadoras de chuvas mudaram de posição ao longo do tempo, levando a relevantes mudanças regionais na cobertura vegetal e consequentes respostas erosivas do relevo continental. Segundo Ab'Saber (1979) no Nordeste brasileiro durante o início do período Würm-Wisconsin (13-20 ka) ocorriam áreas úmidas, mesmo que, existisse o prevaletimento das condições semiáridas, tal qual os dias atuais.

Posteriormente às primeiras reflexões tratando da reconstrução dos paleoambientes e paleoclimas durante o Quaternário tardio no Nordeste do Brasil, constata-se que dentre os diversos métodos empregados, a ênfase passou a incidir sobre a análise morfoestratigráfica, havendo essa sido aplicada por Barreto (1996), Behling *et al.* (2000), Corrêa (2001), Ferreira *et al.* (2013), Galvão (2012), Lima (2015), Lira (2014), Melo (2008), Missura (2013), Mützenbergl (2007; 2010), Santos (2007), Silva (2007; 2013), Tavares (2015).

Apoiado nos testemunhos paleoclimáticos ocorridos até a atualidade na região Nordeste, é notável a uniformidade dos eventos ocorridos desde o UMG até o Holoceno Superior. Com maior umidade constatada na transição Pleistoceno/Holoceno, enquanto que entre o Holoceno Inferior e Médio as condições climáticas passaram a ser menos úmidas e mais quentes. Entretanto, a partir do Holoceno médio, atributos ambientais semelhantes aos atuais foram registrados (LIMA, 2015). Nota-se que apesar de se haver

logrado um grande avanço acerca da dinâmica dos padrões climáticos da região, resta imprescindível alcançar maior acurácia na espacialização das pesquisas, na intenção de entender as peculiaridades dos sistemas climáticos geradores de erosão em cada contexto sub-regional.

### **3.3.2 O Quaternário e seus processos deposicionais**

O estudo da dinâmica e evolução das encostas parte da reunião de atores interconectados, os quais, se trabalhados de maneira isolada não conseguirão refletir a história evolutiva de dada paisagem. Os dados disponíveis precisam necessariamente englobar as formas com que o material superficial se comportou desde a sua gênese, assim como ainda se comporta, caso contrário, as interpretações geomorfológicas das encostas tornam-se incompletas (WHALLEY, 1998).

Sendo assim, os estudos voltados para os ambientes deposicionais buscam o entendimento a partir da abordagem sistêmica, apoiando-se no modelo de processo/resposta. Desta maneira, os diferentes tipos de energias atuantes no sistema são os responsáveis por delinear os principais processos, que, serão regulados pelas características fisiográficas da paisagem (ARRUDA *et al*, 2005). Uma vez que a energia possui características dispersivas, as especificidades do ambiente assumirão papel principal nas diferentes respostas, como formas, composições e as respectivas espacialidades dos depósitos (MABESOONE, 1983; ARRUDA, 2004; SILVA, 2013), tratando-se em especial os depósitos coluviais e aluviais.

Estes distintos ambientes deposicionais exercem o papel de testemunhos de seus próprios processos formadores, assim como, registram parte da dinâmica evolutiva pós-deposicional. Por conseguinte, na tentativa de remontar a paisagem geomorfológica do Quaternário, especialmente no mundo tropical, faz-se essencial o entendimento desses depósitos. Compreende-se que as flutuações climáticas ocorridas no mundo tropical durante o Quaternário alternam dinâmicas erosivas e/ou deposicionais em escala local e regional, sendo os depósitos originados por fluxos ou movimentos gravitacionais (BRIGGS *et al*, 2006).

### 3.3.2.1 Depósitos de origem coluvial

Os depósitos coluvionares tem sua gênese associada à movimentação do elúvio (material proveniente da desintegração da rocha *in situ*), muitas vezes, ficando contidos em vales que não possuem drenagem canalizada (*hollows*) (BIGARELLA, BECKER & SANTOS, 2009). Sua importância para a geomorfologia deve-se ao fato de metade das paisagens, em ambientes úmidos ou secos das regiões tropicais, estarem recobertas por sedimentos de origem coluvial que podem atingir espessuras notáveis (THOMAS, 1994). Tais depósitos podem ser frutos de grandes eventos formativos, podendo ser um único, ou uma sucessão de vários eventos de grande magnitude ou mesmo uma sequência de pequenos eventos (LEOPOLD e VÖLKEL, 2007).

Lang e Hönscheidt (1999) destacam que, geomorfólogos e pedólogos se habituaram a tratar o colúvio como resultado da história erosiva dos solos nas áreas de encosta, por meio do interesse por parte dos arqueólogos em estudar as relações de longo prazo entre o homem e o meio. Dessa maneira cresceu o fascínio por esses depósitos locais, responsáveis por registrarem em suas características sedimentológicas variadas formas de uso da terra, indicando assim o papel relevante das ações antrópicas sobre a produção dos sedimentos coluviais (LEOPOLD e VÖLKEL, 2007; MOOR e VERSTRAETEN, 2008).

Logo, Leopold e Völkel (2007) asseveram que a gênese do colúvio também pode estar atrelada à atividade humana, em outras palavras, tais sedimentos podem ser frutos da erosão do solo induzida pelo homem, seja por meio da colonização, agricultura, pastagem ou mineração, estando dispostos nas mais variadas posições no relevo, acima de tudo em áreas de menor declividade, podendo ainda, a depender da disponibilidade de água no sistema, apresentar estratificação.

Cabe destacar que os colúvios estão sujeitos a sofrerem destruição ou alteração da estrutura deposicional e das características do material parental, podendo ainda serem confundidos com elúvios, ou solos (RODRIGUEZ, 2005). Granulometricamente podem ser compostos desde materiais areno-argilosos, bem como por fragmentos de rocha nos mais variados calibres mais ou menos intemperizados (SUGUIO, 2003), sendo capazes de serem mais ou menos espessos em função dos processos envolvidos e da disposição de material a ser carreado.

Plaisance e Cailleux (1958 *apud* MOUSINHO e BIGARELLA, 1965) conceituam colúvio a partir de uma perspectiva mais genética, afirmando que os mesmos

compreendem os materiais que sofreram transporte pela encosta por meio da solifluxão e do escoamento superficial, refletindo alterações da cobertura vegetal. Possuem estruturas mal estratificadas e comumente não se destacam do regolito adjacente. A formação dos depósitos colúviais não dependem da ação canalizada do escoamento superficial, além de terem gênese dependente dos processos intempéricos e do transporte a ser realizado a curta ou média distância (MELO *et al.*, 2005).

Para Thomas (1994) o termo colúvio possui certa imprecisão, uma vez que envolve diferentes tipos de processos e materiais. Destarte, este termo deverá ser empregado, segundo (CORRÊA, 2001), para qualquer depósito acumulado ao longo das encostas e proveniente de transporte gravitacional, sem considerar a quantidade de água envolvida. Possuindo composição heterogênea de pobre seleção textural e provenientes de atores formativos de escala local, retratando uma dinâmica restrita.

Independentemente dos elementos atuantes na formação dos colúvios, eles demarcam a morfogênese e a esculturação da paisagem (PAISANI & PONTELLI, 2012), assim sendo, os colúvios poderão ser compostos de horizontes próprios, estratificação eventual, possível conservação das estruturas e do material de origem (completa ou parcialmente), individualização estratigráfica marcante caso esteja sob camadas de materiais de outras origens e sujeitos a inclusão de materiais datáveis (CORRÊA, SILVA & MELO, 2008).

#### 3.3.2.2 *Depósitos de origem aluvial*

Tal qual o ambiente coluvial, o aluvial também atua como receptor de material formado na superfície, remobilizado através dos processos de encosta até alcançarem o nível de base mais próximo ao longo dos vales fluviais. Os principais agentes pertencentes a esse ambiente encontram-se, majoritariamente, na baixa encosta coluvial, acima de tudo na área de transição entre colúvio/alúvio. Tal interface de interação entre esses dois ambientes é complexa, estando sua disposição na paisagem sujeita ao arranjo estrutural, litológico e dos atores climáticos responsáveis pela modelagem do terreno (LIMA, 2015).

Segundo Mabesoone (1983) a energia física predomina nesse tipo de ambiente, e a água é o agente carreador dominante e responsável pela diferenciação na seleção de deposição dos sedimentos, estando comumente separados entre os depósitos de canal, com detritos grosseiros e os depósitos mais finos nas planícies de inundação. Os

sedimentos dispostos na paisagem são reflexo do trabalho dos rios, expondo uma sequência de deposição que abrange desde argila até detritos na fração cascalho e blocos, a depender da energia potencial do ambiente, morfologia do relevo e disponibilidade de material a ser remobilizado.

Desta forma, assim como os materiais colúviais, os alúvios também passam a ser importantes marcadores para o entendimento da evolução geomorfológica e climática dos continentes (ASLAN, 2007). A estratificação desses depósitos além de suscitar propriedades da dinâmica local de curta duração, também pode servir de testemunho frente às respostas do regime fluvial como resultado das variações climáticas e as consequentes implicações na hidrodinâmica, as mais relevantes atreladas à geometria do canal são: gradiente, largura, profundidade e padrão do regime fluvial (SUGUIO e BIGARELLA, 1979).

No setor em que se insere a área de estudo existe a relação direta entre colúvios e alúvios (FONSÊCA, 2012), além da ocorrência dos depósitos aluviais que possuem sua gênese atrelada apenas à dinâmica fluvial. Podemos também destacar pacotes sedimentares em forma de leques, porém, com origem atrelada a fluxos gravitacionais (MIALL, 1990), produzidos tanto em ambientes áridos, semiáridos, e em especial em ambientes úmidos quando a concentração da precipitação propicia tais episódios (BOGGS, 2006). Assim sendo, a estratigrafia dos depósitos aluviais nos dispõem elementos capazes de elucidar a dinâmica local do relevo, tal qual os depósitos colúvionares, entretanto, também oferece evidências suficientes para o entendimento da hidrodinâmica em resposta às flutuações climáticas (BIGARELLA, 2007).

### 3.4 MORFOESTRATIGRAFIA

O estabelecimento de uma correlação entre os processos de denudação e as formas adjacentes já foi assunto permeado de dificuldades metodológicas para os pesquisadores da geomorfologia do Quaternário, inquietações que partiam do uso dos modelos das superfícies de aplainamento, em que a determinação da idade relativa e gênese do depósito correlativo baseava-se no simples posicionamento topográfico. Embora a relevância dos depósitos rudáceos para o entendimento dos processos formadores da paisagem já fosse reconhecida, não haviam correlações geocronológicas bem estabelecidas ao ponto de ser viável a associação com os dados sedimentológicos e

estratigráficos, componentes essenciais para a interpretação da evolução do modelado (LIMA, 2015).

A ânsia por perspectivas novas e específicas com o intuito de entender e interpretar as sequências deposicionais do Quaternário foi ressaltada por Mello (1994). Para ele os tratamentos comumente abarcados pelo estudo da estratigrafia não trazem resultados confiáveis, se forem aplicados para o período Quaternário, no objetivo de identificar marcadores estratigráficos e cronológicos importantes. Com o aperfeiçoamento da abordagem estratigráfica, a mesma tornou-se um método importante para a interpretação dos depósitos correlativos, responsáveis por registrar a história evolutiva das morfologias. Desta forma, a integração da geomorfologia e estratigrafia foi atendida a partir de duas propostas de tratamento: morfoestratigrafia e aloestratigrafia (LIMA, 2015).

#### **3.4.1 Unidade Morfoestratigráfica**

Morfoestratigrafia, novo ramo de estudos proposta por Frye e Willman (1962), dedica-se ao estudo do registro sedimentar Quaternário. Os autores definem unidade morfoestratigráfica, a priori, como um corpo sedimentar identificável por sua morfologia exposta em superfície, e diferenciada ou não pela litologia e/ou idade das unidades contiguas (FRYE e WILLMAN, 1969). Ou simplesmente, segundo Hughes (2007;2010) como a subdivisão de corpos sedimentares baseado em sua forma na superfície.

O vínculo entre a forma e as características dos componentes do depósito são quase que estritamente atreladas aos aspectos geomorfológicos (MEIS e MOURA, 1984). A geometria dos sedimentos e a forma realçada na paisagem são os pilares para a identificação de uma unidade morfoestratigráfica, concebendo, desta forma, um critério cronológico confiável, uma vez que correlaciona forma à temporalidade e às propriedades dos materiais subjacentes. Cabe ressaltar as indispensáveis relações cronológicas entre as unidades, tal qual os elementos necessários para correlaciona-las espacialmente (SUGUIO, 1999). Para o mesmo autor, esse método pode ser mais seguro para o Quaternário quando aplicado à janela temporal dos últimos 300.000 anos, ainda mais seguro que as classificações bioestratigráficas ou litoestratigráficas. Desta maneira atua como ferramenta extensamente aplicada aos estudos estratigráficos do Quaternário, uma

vez que assume papel importante como um dos meios para explicar processos e formas do relevo (HUGHES, 2007).

Entretanto, Melo *et al.* (2005), apontam duas falhas no proposto por Frye e Willman (1962), a primeira destaca que unidades estratigráficas distintas que estruturam a mesma forma de relevo não podem ser diferenciadas umas das outras e a segunda afirma que, diferentes formas geradas a partir de erosão associam-se a diferentes unidades estratigráficas, não obstante da produção de nenhum registro deposicional

Uma reformulação conceitual do método foi sugerida por Meis e Moura (1984), para as autoras seria válido a individualização de uma unidade morfoestratigráfica quando estabelecida uma relação genética entre o depósito e a forma de relevo, uma vez que, apenas a forma é um indicador pouco confiável da dinâmica do relevo. Para além desse ressalvo importante realizado pelas autoras, Melo *et al.* (2005) infere que o problema de duas unidades distintas formando uma única forma de relevo, ainda permanece não resolvido. O Código Estratigráfico Norte Americano (N.A.C.S.N., 1983) propõe a categoria de unidades aloestratigráficas como meio capaz de atender tais particularidades, sendo o responsável por explicar a distribuição espacial, a cronologia e a gênese dos pacotes sedimentares recentes, ainda podendo ser aplicada aos estudos de sedimentos mais antigos (MELLO, 1994; SUGUIO, 1999).

### **3.4.2 Unidade Aloestratigráfica**

A unidade aloestratigráfica se define por um pacote sedimentar, mapeável e delimitado por descontinuidades limítrofes identificáveis, portanto, passível de diferenciação entre o material e a litologia subjacente, contíguos ou descontínuos, mais uma vez, limitados por descontinuidades, assim como depósitos com heterogeneidade litológica atrelada a uma unidade aloestratigráfica. Sendo possível a ocorrência vertical ou horizontalmente estruturada no perfil (MOURA e MELLO, 1991; MELLO, 1994; SUGUIO, 1999; SUGUIO, 2000; MOURA, 2003; N.A.C.S.N, 2005; HUGHES, 2007). Dessa forma, a diferenciação dos depósitos Quaternários se dará a partir das descontinuidades limítrofes e não através de características litológicas. Por conseguinte, a identificação de unidades aloestratigráficas assenta-se no significado cronológico das descontinuidades, tanto em sedimentos homogêneos como em material heterogêneo, uma vez que a presença de uma descontinuidade registre planos de tempo distintos. Nesse

aspecto, os termos morfoestratigrafia e aloestratigrafia entram em consonância através do elo de significância temporal (HUGHES, 2007).

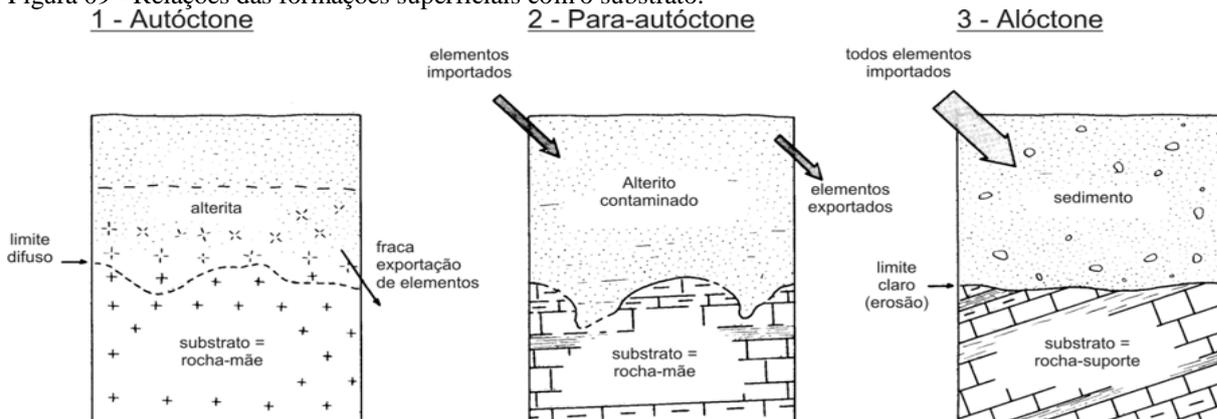
À vista disso, embora possua forte caráter evolutivo, a classificação aloestratigráfica também assume forte significado temporal e colaborativo no detalhamento dos eventos deposicionais, onde a história paleoambiental fica registrada em meio às descontinuidades estratigráficas, basilar para a realização de uma classificação cronoestratigráfica. Fica assim evidente a necessidade de tais elementos para o entendimento da dinâmica evolutiva de um ambiente deposicional Quaternário, sem necessariamente, apenas abarcar as características litológicas (SUGUIO, 1999; MELO *et al*, 2005). Em suma, as informações registradas nos sedimentos contêm elementos essenciais para o esclarecimento da história erosiva e deposicional de dado ambiente (MOURA e SILVA, 2011).

### 3.5 GEOQUÍMICA: DIFERENCIAÇÃO ESTRATIGRAFICA A PARTIR DE MARCADORES GEOQUÍMICOS

A geoquímica vem sendo utilizada na geomorfologia como forma de determinar os níveis de intemperismo registrados nos perfis de alteração, com base na interpretação a partir da remoção seletiva de elementos instáveis em relação à agregação dos elementos estáveis (YANG *et al*, 2004). Tendo isto como pressuposto, existe uma gama de elementos que servem como marcadores dos níveis de intemperismo, também funcionando como ferramenta de importante auxílio para a determinação da proveniência dos mais variados tipos de sedimentos (SCHELLENBERGER AND VEIT, 2006; TAN *et al*, 2006; JEONG *et al*, 2008; BOKHORST *et al*, 2009).

O termo formações superficiais, compreende toda e qualquer camada de materiais que recobre a rocha, desde material formado a partir da alteração *in situ* até material proveniente de outras áreas, podendo possuir grande variação referente à espessura do pacote, como resultado da transformação física e/ou química da rocha, abrangendo três categorias: alteritas autóctones ou para-autóctones ou proveniente de processos deposicionais, alóctones, que por conseguinte apresentará estrutura discordante do perfil subjacente (figura 09) (CAMPY & MACAIRE, 1989).

Figura 09 - Relações das formações superficiais com o substrato.



Fonte: Campy & Macaire (1989).

Os materiais autóctones, provém da decomposição direta do substrato rochoso, sendo assim, conservam grande parte das características estruturais e composicionais da rocha-mãe. Os sedimentos de origem para-autóctones ocorrem quando parcela do material desagregado é carregado através de dissolução, lixiviação e por escoamento, e o material que resiste às forças de transporte acaba sendo acrescido de elementos importados de outras áreas, refletindo em uma camada sedimentar com características distantes do material-fonte (CAMPY & MACAIRE, 1989).

Por fim, as formações alóctones não apresentam nenhum grau de parentesco com o substrato sobre o qual se encontram assentadas, ou seja, foram carregadas de áreas através de processos de transporte, a depender da declividade da encosta, pluviosidade, e do próprio material de origem. (CAMPY & MACAIRE, 1989). Portanto, tais possibilidades estão diretamente relacionadas ao intemperismo químico, às composições químicas do material de origem e às condições ambientais que irão interferir nos processos que ocorrem dentro do perfil (BIGARELLA *et al*, 2008). Os elementos únicos de cada depósito, irão se inter-relacionar com as condições ambientais, definindo a intensidade e profundidade do intemperismo e estabelecendo as características químicas das coberturas (PAISANI, PONTELLI & ANDRES, 2008). O resultando dessas transformações são minerais de argila e oxi-hidróxidos de ferro e alumínio (BIRKELAND, 1999).

### 3.5.1 A geoquímica nas formações superficiais

Os elementos químicos se distribuem no perfil segundo o comportamento dos elementos frente os processos de transporte, retenção dos materiais e consequente

transformações mineralógicas, tal qual proposto na quadro 01 por Butt *et al* (2000). Porém se deve destacar que os comportamentos expostos a seguir, devem ser vistos como tendências e não como absolutos para os elementos expostos, uma vez que para os autores nenhum elemento possui comportamento inalterado.

Quadro 01 - Mobilidade dos minerais sob condições predominantemente úmidas.

Mobilidade sob condições predominantemente úmidas

<b>Minerais que contêm os elementos</b>	<b>Lixiviados</b>	<b>Parcialmente retidos em minerais secundários</b>
<i>Liberados na frente do Intemperismo</i>		
Sulfetos	As, Au, Cd, Co, Cu, Mo, Ni, Zn, S.	As, Cu, Ni, Pb, Sb, Zn (óxidos de Fe; sulfatos, arsenatos, carbonatos, alunita–jarosita).
Carbonatos	Ca, Mg, Fe, Mn, Sr.	
<i>Liberados no saprólito inferior</i>		
Aluminosilicatos	Ca, Cr, K, Na, Rb.	Si, Al (caulinita); Ba (barita).
Ferromagnesianos (piroxênio, olivina, anfibólios, clorita, biotita).	Ca, Mg	Fe, Ni, Co, Cr, Ga, Mn, Ti, V (óxidos de Fe e Mn).
<i>Liberados no saprólito superior</i>		
Aluminosilicatos (muscovita)	Cr, K, Rb	Si, Al (caulinita).
Ferromagnesianos (clorita, talco, anfibólio).	Mg, Li	Fe, Ni, Co, Cr, Ga, Mn Ni, Ti, (óxidos de Fe).
Esmectitas	Ca, Mg, Na,	Si, Al (caulinita).
<i>Liberados nas zonas mosqueada e ferruginosa</i>		
Aluminosilicatos (muscovita, caulinita).	K, Rb, Cr	Si, Al (caulinita).
Óxidos de Fe; ouro.	Elementos traço; Au.	
<i>Retidos em minerais estáveis</i>		

B, Cr, Fe, Hf, K, Nb, Rb, REE,  
Th, Ti, V, W, Zr, Au

---

Fonte: Adaptado de Butt *et al* (2000).

Ainda sobre a “imobilidade” de certos elementos, Taylor & Enggleton (2001) e Thornber (1992) ressaltam que os elementos tidos como insolúveis dispõem de certa mobilidade na forma de colóides, em outras palavras, argilominerais, como o Titânio (Ti) que na sua forma coloidal é o anatásio e pode se movimentar pelo perfil, haja vista tratar-se de um mineral secundário formado a partir da transformação química do titânio. Paton (1978) traz os exemplos da sílica e do alumínio que podem apresentar certa mobilidade, porém, a curtas distâncias e fazendo parte dos compostos de argilominerais. Entretanto a sílica na forma de  $H_4SiO_4$  pode ser transportada à grandes distâncias desde que em pequenas quantidades.

Os elementos que conseguem permanecer na paisagem de maneira quase que inalterada são denominados de resistatos, dentro desse grupo destacam-se o quartzo, o zircão, ilmenita, granada, rutilio, anatásio, magnetita turmalina e monazita, por possuírem a característica de maior resistência frente às ações intempéricas. Esses minerais se comportam como elementos traços da rocha de origem, ou seja, além de apontar a proveniência do material irão auxiliar na reconstrução dos possíveis cenários evolutivos da paisagem (TAYLOR & ENGGLETON, 2001). Ficando claro que os variados ambientes possuirão suas próprias características mineralógicas assim como a “imobilidade” e a “mobilidade” dos elementos possuem suas limitações.

### 3.5.2 Assinatura Geoquímica na caracterização dos materiais carregados

Esquemáticamente a sequência evolutiva dos mantos de intemperismo nas zonas tropicais proposta por Butt *et al* (2000) mostra que a primeira etapa da desagregação dos minerais se dará pela destruição de feldspatos e minerais ferromagnesianos na base do perfil. Sódio (Na) e Cálcio (Ca) são lixiviados e retém silício e Alumínio (Al) na forma de caulinita e halloysita, sendo possível ainda, a formação de esmectitas como produtos intermediários. Na porção média e superior do perfil ocorre a alteração de todos os minerais primários, ainda assim estes se mantêm no perfil, enquanto que os minerais secundários, menos estáveis como a esmectita, são alterados.

Taylor & Enggleton (2001) ratificam que a parte superior do manto de alteração mantém a estrutura do material de origem, entretanto poucos são os minerais primários

que permanecem inalterados, com exceção do quartzo. Tipicamente essa zona apresenta a abundância de sílica, alumínio e ferro, na forma de caulinita, quartzo e óxidos de ferro (hematita e goethita), além de gibbsita. As disposições desses elementos preponderantes são essenciais na distribuição de elementos menores e elementos traço, isso se deve ao seu controle total e/ou parcial na alteração ou co-precipitação. Tomando como exemplo o Cromo (Cr), assim como outros elementos, tem a tendência de se acumular em associação com óxidos de ferro e possui procedência de minerais ferromagnesianos, ainda sendo possível a associação com caulinita recém-formada (BUTT *et al*, 2000).

Dessa maneira, diversos elementos tidos como imóveis tendem a se concentrar na forma de óxidos de ferro em horizontes lateríticos sem necessariamente ter ocorrido interações químicas. Assim, a disposição de Cromo (Cr), Potássio (K), Zircônio (Zr), Titânio (Ti) pode estar total ou parcialmente relacionada às suas imobilidades químicas e/ou à estabilidade de seus minerais primários e/ou secundários (exemplo, o Zr no zircão, o Ti no rutilo e anatásio, o Cr na cromita e o K na muscovita) (BUTT *et al*, 2000).

A concentração desses elementos tem propensão a aumentar em direção à parte superior do perfil em função da gradativa perda de outros elementos, marcado pela acumulação residual, podendo ocorrer dispersão lateral a partir de coluvionamento durante a evolução do perfil (BUTT *et al*, 2000). Taylor & Enggleton (2001) chamam atenção para os produtos residuais provenientes da ação intempérica, estes contêm, progressivamente, grande quantidade de minerais oriundos da rocha-mãe em profundidade no perfil.

Em face a esse atributo Taylor & Enggleton (2001) sublinham que nas paisagens com erosão superficial, a concentração absoluta de qualquer mineral residual pode aumentar tanto na porção inferior como na superior do perfil, entretanto, a diversidade desses minerais tendem a diminuir na sua parte superior decorrente de processos de transporte em superfície. Tal distribuição mineralógica ocorre pois os depósitos de minerais residuais são gerados a partir do intemperismo diferencial e do processo de lixiviação, responsáveis pelo carregamento dos elementos mais facilmente solúveis, deixando os elementos de menor mobilidade concentrados dentro do perfil (BIRKELAND, 1999; FRIEDRICH *et al*, 1992; MCFARLANE *et al*, 1994).

Taylor & Enggleton (2001) nos apresentam as propriedades mineralógicas e químicas como instrumentos capazes de detectar a procedência do material, se foi gerado *in situ*, transportado, ou ambos, seja ele solo ou sedimentos. Possuindo o conhecimento prévio da rocha-mãe é possível comprovar a origem do material em análise. Como já é

sabido, materiais desenvolvidos sobre rochas ígneas ou metamórficas serão enriquecidos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$ . Por outro lado, material oriundo de rochas máficas terão concentrações maiores de  $\text{TiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e o enriquecimento a partir da maior concentração de Rubídio (Rb) refletirá material proveniente de rochas félsicas (FRYIRS & GORE, 2013).

A curva representativa de distribuição de espécies minerais para um intemperismo gradativo se comportará de maneira suave e contínua ao longo de sua trajetória, em contrapartida, curvas que apresentam mudanças bruscas apontam diferentes material de origem ou fases deposicionais distintas (Resende *et al*, 2007). Cruz (2006) nos aponta o Zr e o Ti como ferramentas para a identificação da gênese do material, estes são minerais pesados, que por possuírem características químicas que os determinam como elementos de baixa mobilidade, tendem a se conservar no perfil durante o intemperismo.

Esses minerais por possuírem densidade superior aos minerais silicatados e minerais neoformados, tendem a se concentrarem sob forma de camadas ao passo que são erodidos, transportados, selecionados e depositados. Tal comportamento foi constatado por Friedrich *et al*, (1992) ao alegarem que o grau de intemperismo de minerais pesados comumente aumenta do terço inferior para o terço superior do perfil *in situ* e a combinação de grãos mais ou menos intemperizados de um mesmo mineral aponta retrabalhamento e transporte.

Neste âmbito, diversos trabalhos buscam as técnicas geoquímicas para definir e identificar a gênese dos sedimentos estudados, principalmente para a identificação de materiais transportados, fazendo uso dos elementos de menor mobilidade química e suas respectivas relações com o substrato e o ambiente. (PEREZ FILHO *et al*, 1983; WELLS *et al*, 1990; COOPER *et al*, 2002; OLIVEIRA & JIMÉNEZ-RUEDA, 2002; TOUNI *et al*, 2003; COSTA *et al*, 2005; FIGUEIREDO *et al*, 2006; HORBE *et al*, 2007; GONÇALVES *et al*, 2008; OLIVEIRA, *et al*, 2009; FONSÊCA, 2012; LIRA, 2014; TAVARES, 2015). Deste modo os parâmetros geoquímicos aplicados nos estudos que tratam da evolução da paisagem se consolidam como ferramentas primordiais na quantificação geoquímica das coberturas superficiais, colaborando para o entendimento das relações entre os mesmos, a paisagem e sua gênese.

## 4 MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO E MORFOESTRUTURAL

A compartimentação geomorfológica e o mapeamento geomorfológico foram realizados através de imagens STRM (*Shuttle Radar Topography Mission*) e por meio de cartas topográficas na escala de 1:25.000, segundo a metodologia apresentada por Liu (1984). Para a caracterização e mapeamento utilizaram-se as propostas de DEMEK & ENBLETON, (1978) e NUNES *et al.*,(2009). Os cartogramas e modelos evolutivos do relevo finais foram realizados a partir de modelagem tridimensional. Para isto os dados foram manuseados pelo *software* , ArcGIS 10.1 do Laboratório de Geomorfologia do Quaternário da UFPE.

Tais metodologias empregadas auxiliam o uso de quatro elementos importantes para o entendimento das características geomórficas da área: morfometria, morfologia, gênese e cronologia relativa. O mapeamento geomorfológico em detalhe possibilita a visualização individual das morfologias denudacionais e seus respectivos controladores morfoestruturais. Porém, os produtos provenientes dessa metodologia não devem ser considerados como livres de falhas, já que, o próprio método de aquisição de dados de campo e gabinete possui limites. Entretanto, busca-se produzir uma representação que indique, em linhas gerais, as subordinações entre as formas, suas extensões, materiais formadores e processos atuantes e pretéritos (DEMEK, 1972).

Os modelos numéricos foram transcritos a partir de imagens STRM com resolução espacial de 30 metros disponibilizadas pela USGS (*United States Geological Survey*). Desta fonte foram retirados dados para confecção do Modelo Digital de Elevação (MDE) e a distribuição de isoípsas extraídas do MDE utilizando o *software* ArcGIS 10.1. Posteriormente foi realizada a correlação entre as informações contidas no MDE e os aspectos geológicos contidos na folha Natal (CPRM 2007). Com essas informações foi construído o mapa geomorfológico através da edição de vetores seguindo o raciocínio hipotético-dedutivo, utilizando o sistema de coordenadas LAT/LONG, Datum WGS 1984.

## 4.2 LINEAMENTOS DE RELEVO

### 4.2.1 Lineamentos de relevo

Para fins metodológicos, o conceito adotado na presente dissertação é o proposto por Etchebehere et al (2007), que definem lineamentos como sendo "feições lineares topográficas ou traços observáveis nas imagens fotográficas, que podem representar descontinuidades estruturais". Estes traços foram anotados com a preocupação de se evitar interferências de extensões ou continuidades no terreno, limitando-se mais fielmente possível, ao aspecto factual observado nas imagens de sensores remotos, conforme recomendado por diversos autores (LIU, 1984; TAYLOR, 1988).

Para extração dos lineamentos foi gerado um Modelo Digital de Elevação – MDE a partir de dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), que posteriormente foi tratado por meio da ferramenta *Hillshade* do *software* ArcGis 10.1, de forma a se obter quatro iluminações de azimutes, em 360°, 315°, 90° e 45°. A partir destes sombreamentos os lineamentos foram traçados através da visualização de cristas alinhadas, fundos de vales e drenagens. Este método foi utilizado por Fonsêca & Corrêa (2011), baseados na proposta de Chiessi (2004), obtendo resultados satisfatórios.

A extração destes lineamentos visa a definição dos *trends* regionais, possibilitando um conhecimento apriorístico das estruturas que ocorrem na região. Para o cálculo da direção e comprimento dos fotolineamentos foi utilizado o *software* *SPRING 5.2.7*, onde foi possível representar estes dados em diagramas de rosetas para cada azimute de iluminação, o que resultou em um total de 8 diagramas.

Os lineamentos de drenagem foram obtidos através da extração da rede hidrográfica a partir dos dados STRM no *software* ArcGis 10.1. Posteriormente foram realizadas demarcações dos canais que apresentam feições retilíneas. A partir de então, foi possível efetuar a relação entre a disposição geométrica da drenagem com a litologia, estruturas e geomorfologia.

### 4.2.2 Hierarquia Fluvial

O ordenamento dos canais fluviais no âmbito das bacias hidrográficas se dá por meio do estudo da hierarquia fluvial, com a finalidade de simplificar e objetivar as análises morfométricas. Os critérios para a obtenção da ordenação dos canais foram

inicialmente propostos por Horton (1945). Segundo seus preceitos, os canais de primeira ordem equivaleriam à menor unidade desse sistema e seriam destituídos de afluentes. Onde dois canais de primeira ordem convergem dá-se a formação de um canal de segunda ordem e assim por diante. Entretanto, esse conceito não segue uma ordem estritamente numérica, pois, diversas variáveis são utilizadas para o desenvolvimento dos múltiplos canais (SILVA, 2012). Tomando como exemplo um sistema de drenagem bem estabelecido, estima-se que os canais de primeira ordem são bem mais numerosos que os canais de ordem superior (STRAHLER, 1950).

A proposta de Strahler nos permite afirmar que não necessariamente toda a extensão de um canal principal deve ter o mesmo número de ordem atribuído ao longo de toda sua extensão, descartando a necessidade de se refazer a classificação a cada nova confluência. Logo, o procedimento para a obtenção das ordens dos canais consiste na decomposição da rede de canais em segmentos discretos. Partindo da hierarquização dos canais da bacia, cada linha de drenagem deve ser categorizada de acordo com a sua ordem dentro da bacia e esta ordenação é empregada para descrever e fracionar a rede de drenagem em partes que passam a ser quantificadas.

#### 4.3 ANÁLISE MORFOESTRATIGRÁFICA

A abordagem morfoestratigráfica empregada por Moura & Meis (1986), Mello *et al.* (1991), Mello *et al.* (1995) para os setores planálticos do Sudeste e Sul do Brasil, tem por objetivo congrega as variadas formas de relevo com as respectivas formações que as estruturam, de tal maneira que as unidades deposicionais adjacentes passam a constituir a estrutura superficial da paisagem exercendo controle estrutural, e não apenas pelos arcabouços litológicos provenientes dos diversos complexos regionais.

Tal perspectiva atrelada ao mapeamento geomorfológico de detalhe permite a identificação de corpos litológicos, tomando por referência sua feição superficial, podendo ou não, serem diferenciadas das unidades circunvizinhas, e refletir processos deposicionais de tempos distintos ao longo de sua extensão (FRYE & WILMAN, 1962). De acordo com a metodologia morfoestratigráfica, os pacotes sedimentares e as coberturas superficiais possuem estreita relação com as formas contemporâneas da paisagem. O mérito dessa abordagem está no seu caráter morfogenético, uma vez que

cada unidade é constituída por materiais que registram as histórias erosivas, deposicionais e climáticas de cada área.

Análises sedimentológicas e pedológicas contribuirão para a descrição das unidades deposicionais após sua identificação *in situ*. As descrições das janelas estratigráficas analisadas no campo seguirão o esquema de nomenclatura proposto por Miall (1996), salvo algumas adaptações necessárias, acrescentando-se a metodologia de análise aloestratigráfica, onde cada unidade aloestratigráfica registra um episódio de sedimentação distinto, separado por episódios de erosão ou de pedogênese (SUGUIO, 2010). A aplicação dessa metodologia justifica-se pela capacidade de individualizar eventos deposicionais de origem litológica e morfogênese semelhantes (RAWSON *et al* 2002). Dentre as técnicas sedimentológicas e pedológicas a serem empregadas, destacam-se aquelas voltadas à identificação composicional dos materiais estudados: mineralogia das argilas, e assinatura geoquímica por fluorescência de raios-x voltada para elucidação da evolução pós-deposicional das coberturas, neste trabalho apenas a segunda técnica será empregada.

#### 4.4 TRABALHO E COLETA DE CAMPO

O trabalho de campo teve como propósito a coleta de amostras para a realização das análises em laboratório, foram elas: Análises granulométricas, morfoscópicas e análises geoquímicas por Espectrometria de Fluorescência de Raios-X (FRX). Além disso, em campo também se realizaram as validações dos índices morfométricos obtidos em gabinete.

Em campo, a partir da validação dos índices morfométricos e com base nas particularidades das feições geomorfológicas, foram escolhidas áreas que pudessem representar, da melhor forma possível, a evolução geomorfológica da área afim de serem feitas as coletas de materiais. Em todos os locais de amostragem foram aproveitados perfis previamente expostos (barrancos e corte de estradas), sendo necessária a limpeza da superfície em exposição. Trincheiras também foram escavadas com a intenção de observar perfis e janelas estratigráficas. Destaca-se que cada ponto amostrado foi georreferenciado com GPS Garmim 60CXS.

Para as análises sedimentológicas foram coletados em sacos plásticos cerca de 1000g de sedimento. Esse mesmo material serviu para a condução de análises mineralógicas e geoquímicas, seguindo os pressupostos de Cruz (2006). Com base nos

procedimentos de Lemos & Santos (1996) para a descrição dos perfis, foram coletadas amostras para cada unidade sedimentar dentro do perfil, incluindo as *stone lines*.

#### 4.5 ANÁLISES LABORATORIAIS

Os materiais foram analisados nas dependências do Laboratório de Geomorfologia do Quaternário – LABGEQUA, do Departamento de Ciências Geográficas da Universidade Federal de Pernambuco – UFPE, onde foram realizados os ensaios sedimentológicos e de química total dos sedimentos.

##### 4.5.1 Granulometria

Como no trabalho realizado por Torres (2017), a granulometria tenta definir o calibre dos grãos em sedimentos detríticos, sendo este, um indicador crucial para a análise das propriedades físicas dos sedimentos. Esta propriedade é aplicada para a classificação dos sedimentos detríticos em: rudáceos, arenáceos e lutáceos (SUGUIO, 2003), para o autor, existem quatro motivos principais que levam à aplicação das análises granulométricas, à saber:

- A granulometria concede apoio para uma descrição precisa dos sedimentos;
- A distribuição granulométrica pode apresentar padrões de deposição, sendo assim pode refletir a dinâmica de determinados ambientes deposicionais;
- O estudo em detalhe da granulometria pode nos munir de informações acerca dos processos físicos e hidrodinâmicos presentes durante a deposição;
- Porosidade e permeabilidade também estão diretamente atreladas à distribuição granulométrica no perfil.

Por se enquadrar como uma ferramenta que permite a identificação das áreas-fonte dos distintos depósitos, foi empregada a metodologia de peneiramento dos sedimentos proposta por Gale & Hoare (1991):

- Secagem de todas as amostras em estufa;
- Quarteamento utilizando quarteador tipo Jones;
- Pesagem de 100g de amostra para cada ponto amostrado;

- Adicionar as amostras em recipientes distintos e para cada uma delas preparar uma solução contendo 25g de dispersante hexametáfosfato de sódio dissolvido em 500 ml de água destilada;
- Agitar a amostra em agitador mecânico durante 20 minutos;
- Deixar repousar durante 24h para que os sedimentos mais finos precipitem;
- Submeter as amostras a lavagem em água corrente afim de descartar os sedimentos finos (silte e argila);
- Pôr as amostras para secarem na estufa, a uma temperatura até 100°C.

Após a secagem, as amostras são peneiradas em um conjunto de peneiras com intervalo sucessivo de 1  $\phi$  para a separação nas frações areia muito fina, areia fina, areia média, areia grossa e cascalho. Os dados obtidos desse processo são aplicados ao tratamento de padrões estatísticos de Folk & Ward (1957), onde no ambiente do software *Sysgram 3.0* foram calculados o diâmetro médio, grau de seleção dos grãos, assimetria e curtose, ver quadro 02, 03 e 04.

Quadro 02-Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de seleção.

<b>Grau de Seleção</b>	<b>Valor</b>
Muito bem selecionado	< 0,35
Bem selecionado	0,35 a 0,50
Moderadamente selecionado	0,50 a 1,00
Pobremente selecionado	1,00 a 2,00
Muito pobremente selecionado	2,00 a 4,00
Extremamente mal selecionado	> 4,00

Quadro 03-Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de assimetria.

<b>Assimetria</b>	<b>Valor</b>
Assimetria muito negativa	-1,00 a -0,30
Assimetria negativa	-0,30 a -0,10
Aproximadamente simétrica	-0,10 a 0,10
Assimetria positiva	0,10 a 0,30
Assimetria muito positiva	0,30 a 1,00

Quadro 04-Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para classificação dos valores de curtose.

<b>Curtose</b>	<b>Valor</b>
Muito platicúrtica	< 0,67
Platicúrtica	0,67 a 0,90
Mesocúrtica	0,90 a 1,11
Leptocúrtica	1,11 a 1,50
Muito leptocúrtica	1,50 a 3,00

Munindo-se dos resultados obtidos por meio dos parâmetros de Folk & Ward (1957), os dados foram plotados no diagrama de Shepard (1954) e Pejrup (1988). O primeiro se preocupou em dispor um diagrama que representasse as peculiaridades ambientais no momento da deposição, referindo-se à energia e à viscosidade do fluido envolvido no processo. O segundo gráfico dispõe de linhas que individualiza os variados ambiente de sedimentação e indica as variações dos sentidos de aumento de fluidez e energia do meio deposicional.

Empregando os dados granulométricos das amostras em análises discriminatórias multivariáveis, foram estabelecidas pelo autor diversas combinações para diâmetro médio, desvio padrão e curtose, obtendo-se melhor discriminação entre os distintos processos deposicionais e os respectivos ambientes, por meio da fórmula plotada em escala bi-logarítmica, lançando o primeiro valor na ordenada e posteriormente na abscissa.

$$(\sigma_1^2)^{1/2} \cdot S(Kg) / S(Mz) \cdot S \sigma_1^2$$

Onde,  $(\sigma_1^2)^{1/2}$  é igual a média da variância de um conjunto de amostras sendo  $n \geq 2$ ;  $S(Kg)$  é igual ao desvio padrão dos valores de curtose desse mesmo conjunto de amostras;  $S(Mz)$  é igual ao desvio padrão dos valores de diâmetro médio deste mesmo conjunto de amostras; e  $S \sigma_1^2$  é o desvio padrão dos valores de variância deste mesmo conjunto de amostras. (SILVA, 2007).

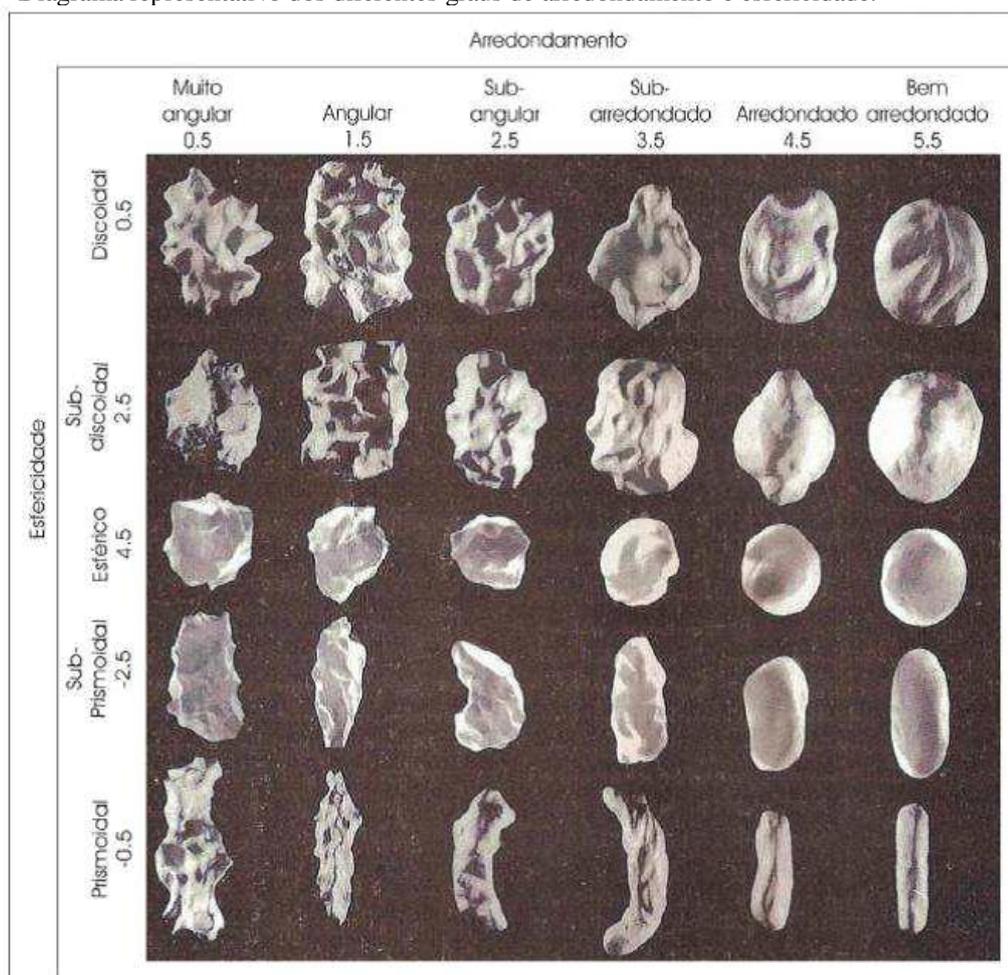
#### **4.5.2 Morfoscopia**

A análise morfoscópica se preocupa em definir os grãos a partir da sua forma, grau de arredondamento, grau de esfericidade, textura (brilhante, fosca ou polida), opacidade (transparente ou opaco) e a homogeneidade ou heterogeneidade dos minerais que a compõem. Esse conjunto de fatores é capaz de elucidar em qual meio deposicional e de

que forma se deu o transporte dos sedimentos. Este método visual é balizado a partir da comparação entre a projeção máxima do contorno da partícula e o diagrama proposto por Tucker (1995) (figura 10), em que o arredondamento foi previamente calculado.

Para cada ponto foram reservados 100 grãos da fração 0,250mm, à partir de então a comparação foi realizada com o auxílio de uma lupa binocular tecnival (com aumento óptico de 2x e 4x). O uso da fração 0,250mm se justifica pela representação mais próxima do ponto de ruptura entre o domínio do transporte por tração com grãos maiores que 0,400mm e por transporte por suspensão, onde os grãos são menores que 0,200mm (KRINSLEY & DOORKAMP, 2011). Na tentativa de se estabelecer um grau comparativo mais objetivo, categorias foram definidas por Tucker (1995), são elas: muito angular (0,5), angular (1,5), sub-angular, sub-arredondado (3,5), arredondado (4,5) e bem arredondado (5,5). Para o grau de esfericidade foram definidas as categorias de esfericidade alta (0,5 a 4,5); esfericidade média (-2,5) e esfericidade baixa (-0,5).

Figura 10 - Diagrama representativo dos diferentes graus de arredondamento e esfericidade.



Fonte: Tucker (1995).

#### 4.5.3 Assinatura Geoquímica dos sedimentos a partir de Fluorescência de Raios-x

A análise geoquímica dos solos e sedimentos concentra-se em reconhecer os perfis de alteração por meio da concentração dos seus elementos químicos constituintes do perfil, possibilitando inferências a respeito da sua origem, bem como possíveis alterações ao longo do seu tempo de formação (CRUZ, 2006). Segundo o mesmo autor, ainda com as contribuições de Gonçalves (2008), Fonsêca (2012), Lira (2014) essa técnica auxilia no entendimento da provável origem dos depósitos por meio de análises conjuntas dos elementos maiores e dos elementos traço (quadro 05) sendo considerados como material transportado, com características diferentes à rocha sobre a qual está assentado, materiais com origem *in situ*, bem como os materiais que sofreram retrabalhamento e em decorrência disto, possuem características distintas. Oliveira *et al* (2009) realçou a possível origem alóctone de sedimentos em que foram detectados a presença de elementos que a fonte não é proveniente do próprio perfil.

Quadro 05-Distribuição dos elementos maiores e elementos traço no material.

<b>Elementos Maiores</b>	<b>Elementos Traço</b>
Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti e P	Zr, Ba, Cu, Ga, Nb, Ni, Pb, S, Sr, V, Zn

Fonte: Adaptado de Butt et al., 2000.

A Fluorescência de Raios-X (XRF – *X-Ray Fluorescence*) se constitui de uma técnica analítica aplicada para alcançar dados qualitativos e quantitativos da composição química das amostras. Fundamenta-se na detecção de raios-x tipicamente emitidos pelos elementos da amostra quando sofre irradiação de elétrons, prótons raios-x ou gama (ZAMBELO, 2001). Nesta pesquisa foi aplicada a técnica EDXRF (*Energy Dispersive X-Ray Fluorescence*), além de apresentar a perspectiva tradicional, abarca a metodologia de Fluorescência de Raios-X por Reflexão Total (TXRF – *Total Reflection X-Ray Fluorescence*) que oferece o benefício na detecção de porções diminutas de amostras, associado a Microfluorescência de Raios-X ( $\mu$ -XRF – *Micro X-Ray Fluorescence*) por viabilizar o fornecimento de informações da distribuição elementar das amostras (NASCIMENTO FILHO, 1993; NASCIMENTO FILHO, 1997).

#### 4.5.4 Química total – Índices Ki/Kr

Através dos dados obtidos previamente a partir da análise geoquímica, foi realizada a química total dos sedimentos, com intuito de determinar a intensidade do intemperismo no perfil, proposta feita por Thomas (1994), inicialmente se estabelecem os 26 óxidos contidos na matriz de cada perfil amostrado, em seguida aplica-se a relação dos índices Ki e Kr, para se quantificar o grau de intemperismo por meio das seguintes razões:

$$K_i = (1,7 \cdot \text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3)$$

$$K_r = \{1,7 \cdot \text{SiO}_2 / [\text{Al}_2\text{O}_3 + (0,6 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3)]\}$$

Para quantificação das perdas e ganhos do material em relação à rocha-mãe, foi empregado o cálculo do balanço geoquímico, considerando que o Ti assumia comportamento estável. A escolha desse elemento se justifica por possuir baixa solubilidade em meio hidrolítico (OLIVEIRA *et al.*, 2009). Munindo-se da mesma justificativa, o Zr acaba sendo adotado também como referência e obtendo resultados compatíveis para as perdas e ganhos. Autores como Tsai & Chen (2000), Oliveira & Jiménez-Rueda (2002) e Touni *et al.*, (2003) lançaram mão da mesma perspectiva entre o Zr/Ti:

$$\text{Desvio } (\text{Ti}/\text{Zr}_S - \text{Ti}/\text{Zr}_P)$$

Têm-se S para os valores identificados nos solos e sedimentos e P exprime os valores encontrados para o material de origem, que habitualmente mostram tendências similares e uniformes ao longo dos perfis. Mudanças bruscas entre os contatos das camadas estratigráficas assim como o aumento da concentração do material em direção ao topo do perfil apontam composição de material alóctone. Dessa maneira, a presença de divergência de alguns elementos e a inversão no comportamento em elementos tidos como móveis, indicam mudanças na composição do material e conseqüente auxílio na identificação de camadas distintas dentro de um perfil aparentemente homogêneo.

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1 ANÁLISES MORFOMÉTRICAS

Inicialmente, os resultados apresentados neste trabalho, buscam introduzir o arcabouço estrutural da Baixa Bacia do Rio Capibaribe (BBRC), partindo das análises de fotolineamentos, posteriormente atentando para a configuração da rede de drenagem em associação com os dados geológicos e hipsométricos. A partir do exposto, foi realizado o mapeamento morfoestrutural da área estudada. Os parâmetros morfométricos funcionam como um conjunto metodológico para a identificação dos *loci* deposicionais para a sedimentação quaternária, que serviram de áreas de coleta do material que será descrito adiante.

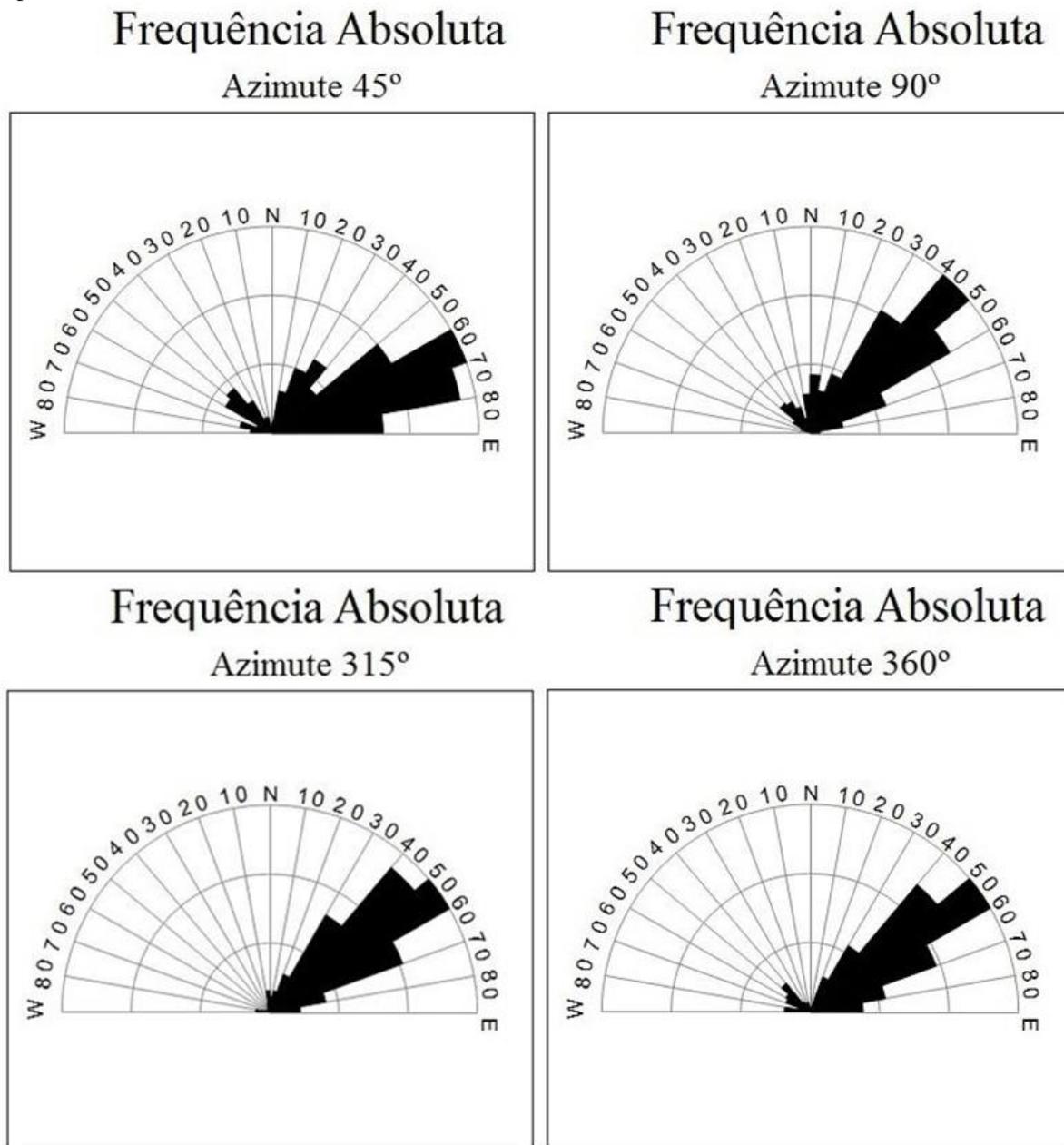
#### 5.1.1 Análise de lineamentos

Através da análise dos fotolineamentos verificou-se que a BBRC apresenta geometrias retilíneas com comprimento de centenas de metros até segmentos quilométricos. Estes provavelmente apontam para significativas descontinuidades do ângulo de mergulho das camadas litológicas que os sustentam, estando fortemente vinculados às zonas de cisalhamento da área.

Os lineamentos da área estão, predominantemente, vinculados à Zona de Cisalhamento Pernambuco, a principal da área de estudo que, por sua vez, orienta zonas de cisalhamento secundárias nas direções SSW-NNE e SW-NE, (figura 11) concordantes com a configuração estrutural da Zona Transversal da Província Borborema (BRITO NEVES *et.al*, 1995). Em superfície, tal arranjo geotectônico reflete a existência de cristas, maciços estruturais, superfícies de cimeira e também da própria drenagem em conformidade com os *trends* regionais.

Os diagramas em roseta claramente apontam a ocorrência de fotolineamentos nas direções supracitadas em todos os azimutes de iluminação, com destaque para o direcionamento SW-NE. Entretanto, ao passo em que se analisa separadamente cada azimute de iluminação, notam-se peculiaridades em cada um deles, fortemente relacionadas às formas e a seus depósitos adjacentes.

Figura 11 - Diagramas em roseta de frequência absoluta nos azimutes de 45°, 90°, 315° e 360°, respectivamente.

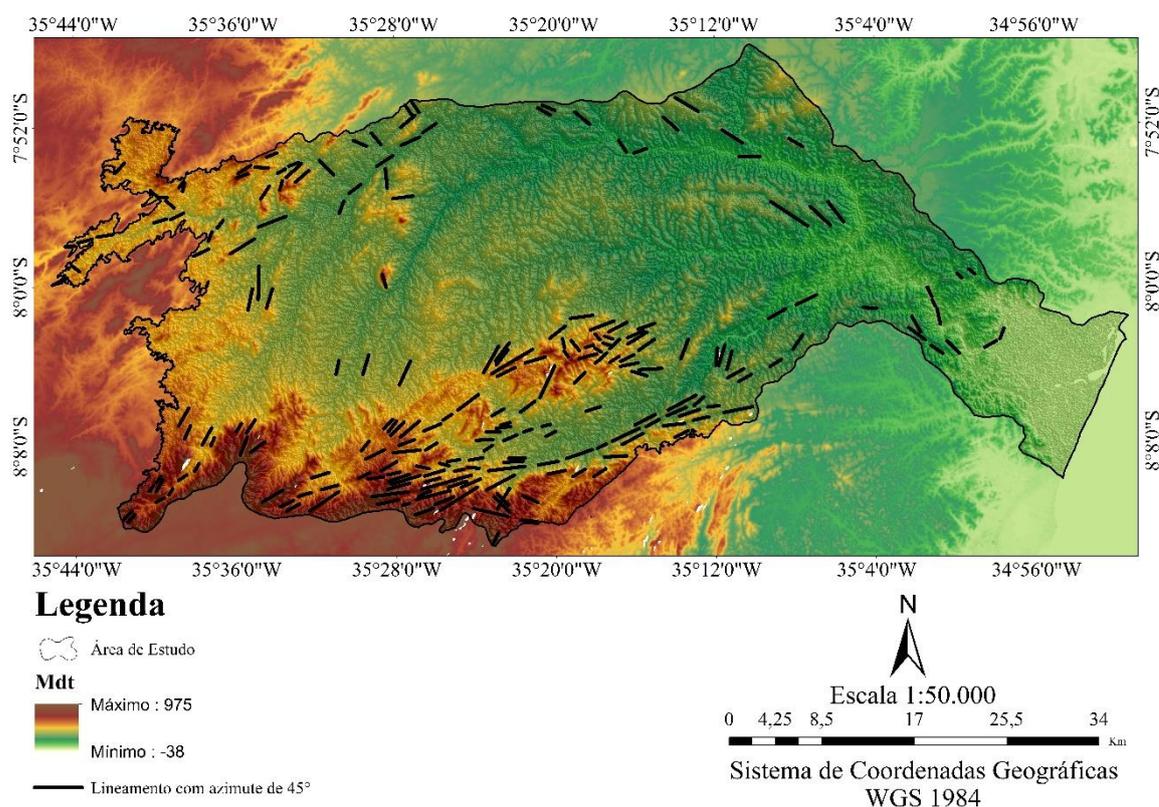


Fonte: Autor, 2018.

O azimute de 45° de iluminação expôs predominantemente a frequência dos fotolineamentos que correspondem à subordinação estrutural atrelada à Zona de Cisalhamento Pernambuco de direcionamento preferencial WSW-ENE. Para além, este *trend* demarca a presença de maciços estruturais, que serão descritos posteriormente, delimitados por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral e outra contracional. Por fim, esta direção preferencial também demarca as encostas mais íngremes atreladas ao Plúton Gravatá; corpo ígneo-metamórfico altamente falhado (figura 12 (A)). Neste

azimute o direcionamento NW-SE se apresenta de forma modesta, mas ainda assim mais significativa frente aos demais azimutes analisados, e revela o basculamento do divisor das bacias do baixo curso do rio Capibaribe e do rio Tracunhaém. Este direcionamento reflete a direção do curso do rio Capibaribe na área de estudo, e segundo Silva (2016) onde ocorre mudanças de nível de base local diretamente relacionados à criação dos *loci* deposicionais onde se encontram grande parte dos depósitos coluviais para a área de estudo.

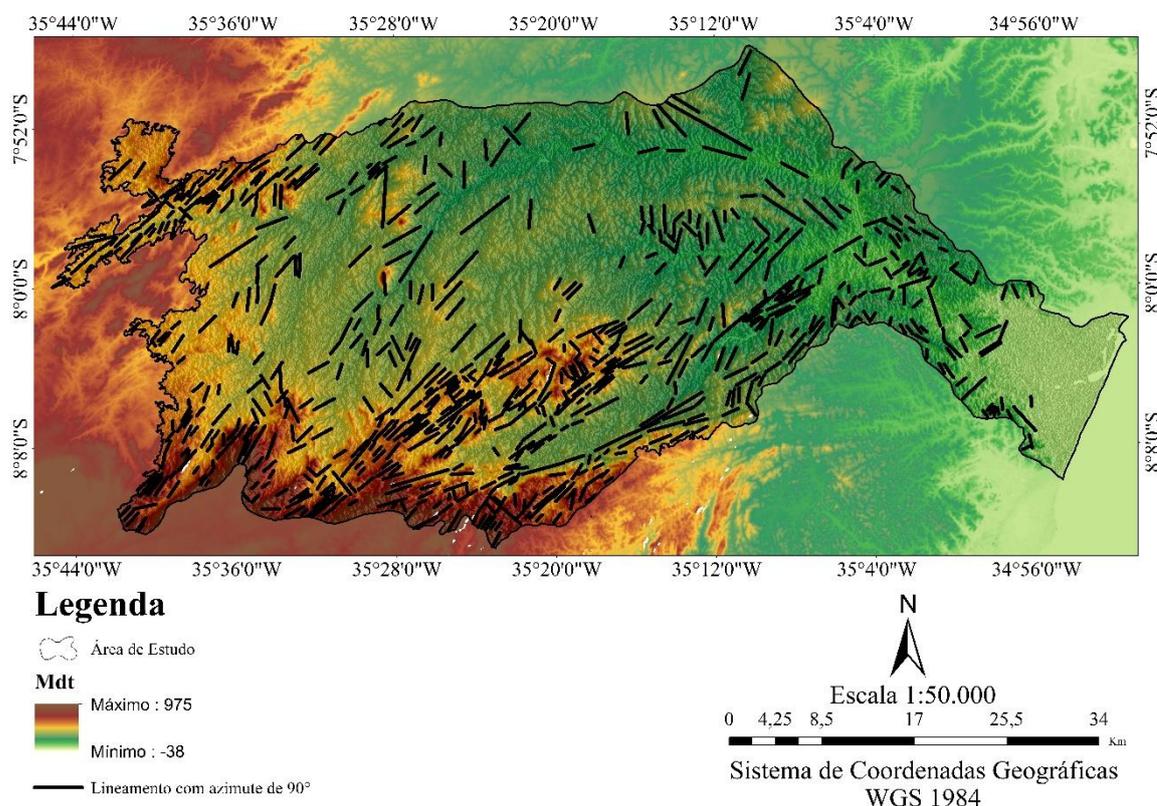
Figura 12 - Representação espacial dos fotolineamentos ao azimute de 45°.



Fonte: Autor, 2018.

Os azimutes de 90° 315° e 360° exibiram de forma mais proeminente o comportamento dos fotolineamentos de direcionamento SW-NE (figura 13) e 14 (A e B) que refletem a configuração lito-estrutural da região (BEZERRA *et. al*, 2011; MAIA & BEZERRA, 2014). Estes azimutes ainda denunciam a ordenação espacial de todos os tributários da BBRC em conformidade com o direcionamento SW-NE. Os azimutes de 45° e 360° são os que expressam maior representatividade do componente direcional W-E (figura 11), evidenciando o basculamento do Piemonte da Borborema em direção à costa.

Figura 13 - Representação espacial dos fotolineamentos ao azimute de 90°.

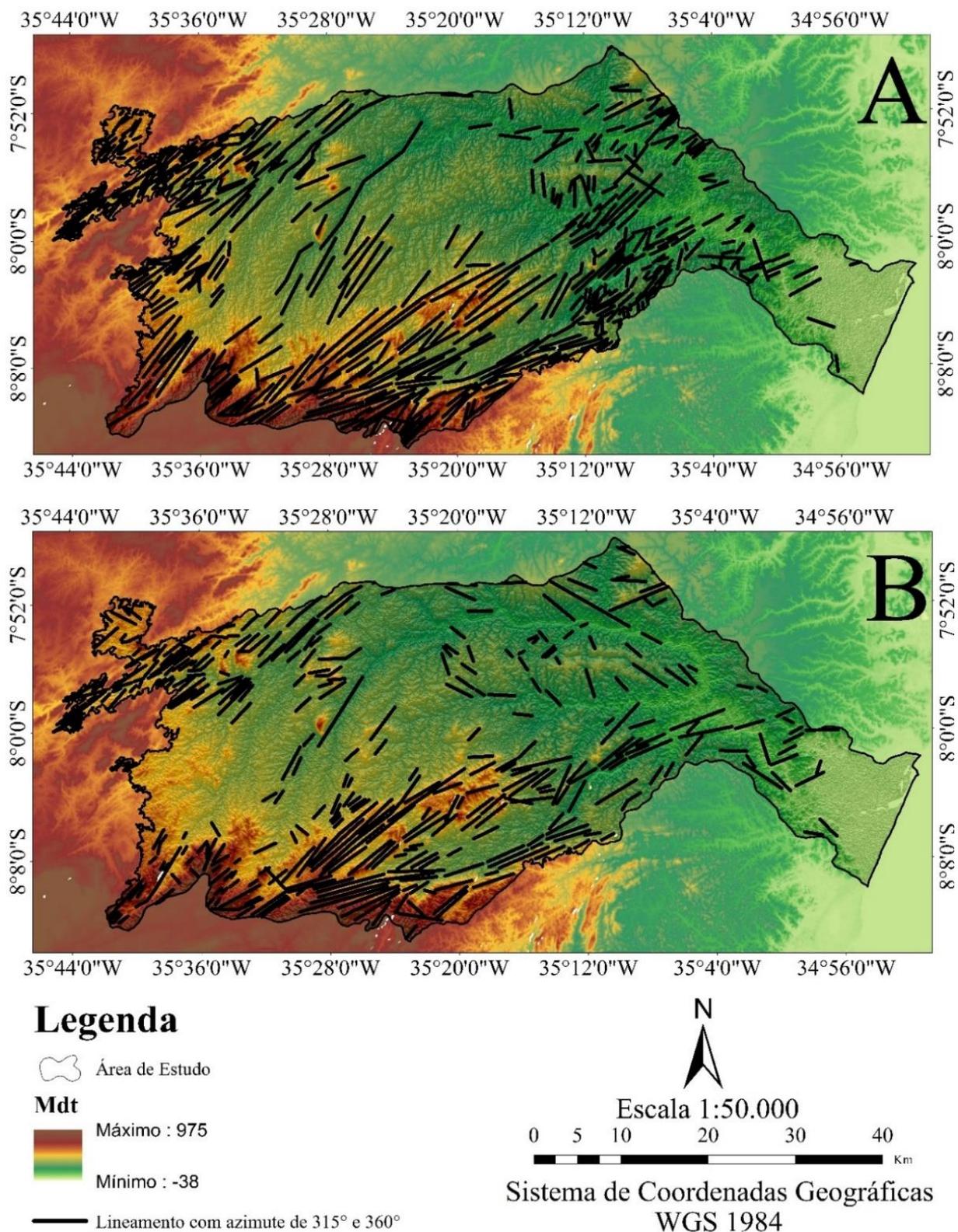


Fonte: Autor, 2018.

Os dados provenientes da análise dos fotolineamentos demonstram que o Baixo Curso do Rio Capibaribe (BCRC) se encontra encaixado em falhas em diversos trechos, variando sua direção, de forma repetida, de SW-NE para NW-SE. Os demais rios denunciam o caráter assimétrico da bacia, uma vez que os tributários de maior extensão se encontram em totalidade sobre a margem direita do rio Capibaribe e apresentam direcionamento preferencial SSW-NNE.

A definição das áreas prováveis de alocação dos depósitos coluviais, a configuração da rede de drenagem e os basculamentos dos blocos que compõem a BBRC foram avaliados por meio das análises prévias de fotolineamento e posterior verificação em campo, associadas ao emprego dos índices morfométricos propostos por Hack e que serão abordados a seguir.

Figura 14 - Representação espacial dos fotolineamentos aos azimutes de 315° e 360°, respectivamente.



Fonte: Autor, 2018.

### 5.1.2 Análise dos índices RDE

A aplicação de métodos morfométricos em estudos morfoestruturais simplifica a identificação de elementos-chave do relevo como os *knick-points*, demarcando os locais em que ocorreram mudanças no nível de base e, conseqüentemente, na dinâmica do relevo (MONTEIRO *et. al*, 2014). O emprego desses índices permite ainda a identificação de setores anômalos ao longo dos canais principais dos cursos de água mais importantes da área de estudo.

A princípio, os índices de Relação Declividade e Extensão (RDE), seriam aplicados aos trechos de canais com mais de 10 quilômetros de extensão, entretanto, as análises foram realizadas apenas para o baixo curso do rio Capibaribe e o seu principal tributário, o rio Goitá. Tal escolha procedimental se justifica pelo fato de que apenas nesses setores foi possível identificar a presença de pacotes sedimentares representativos. Neste sentido, os dados de Fonsêca & Corrêa (2013), Monteiro (2015) e Silva (2016) foram trabalhados em conjunto.

A BBRC apresenta drenagem em padrão dendrítico e caráter assimétrico. Seus canais possuem trechos retilíneos alternados por inflexões decorrentes de subordinação da drenagem aos comandos estruturais de ordem regional. É expressiva a quantidade de canais de primeira ordem que desembocam diretamente nos canais principais, atributo comum em redes de baixa hierarquia. A quadro 06 exhibe os índices organizados para as drenagens em foco. De maneira geral os cursos seguem a regra de quão maior a extensão do canal maiores são os índices RDE.

Quadro 06 - Índices RDE.

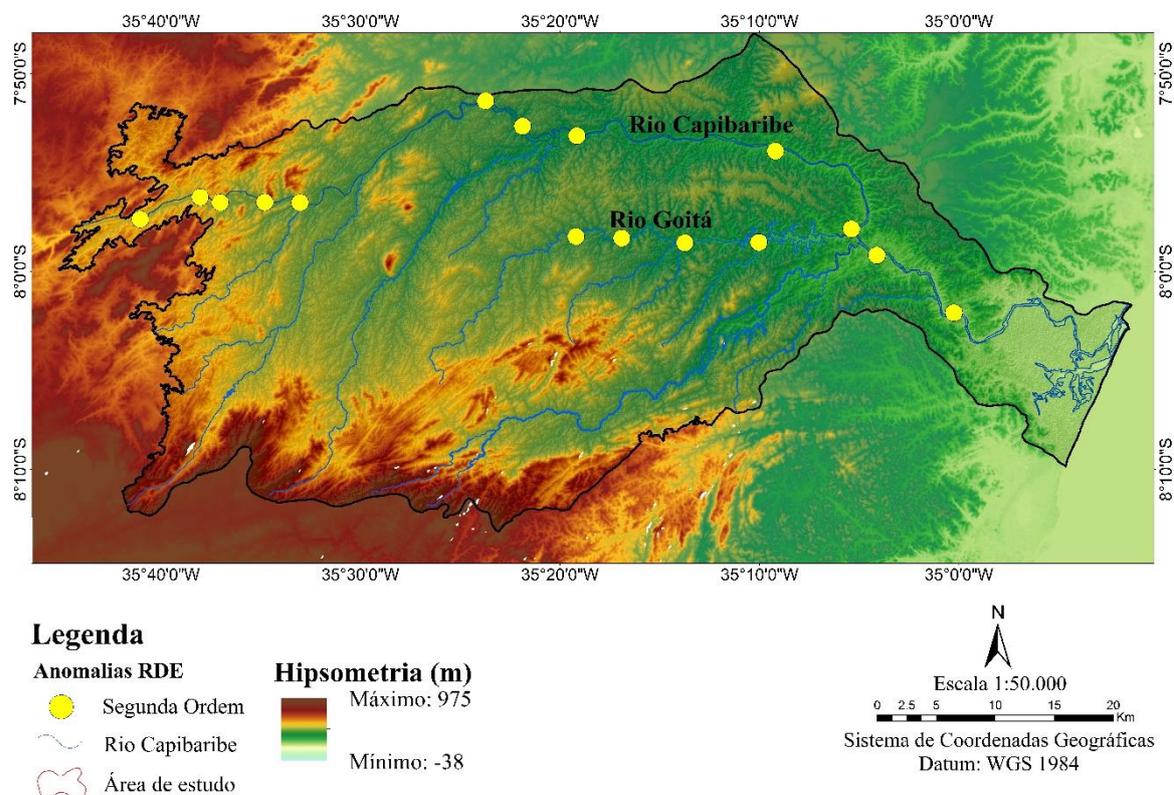
Bacia Hidrográfica	Nome do rio	Linha reta (m)	Curso do rio (m)	Diferença de altitude			RDE
				Cota Cab.	Cota Foz	Amplitude (m)	
Baixa do rio Capibaribe	Rio Capibaribe	215.936	265.306	620	20	600	115.0
Capibaribe	Rio Goitá	47.328	81.082	280	60	220	44.8

Fonte: Autor, 2018.

Os canais em apreço não apresentaram anomalias de 1ª ordem, mas apenas de 2ª ordem (figura 15). Os índices indicam que essas drenagens de fato estão desajustadas, entretanto, não configuram *knick-points* acentuados, apenas suaves alterações do perfil longitudinal quando cruzam as zonas de cisalhamento. A presença de anomalias em toda

a extensão do canal indica que a área passou por processos de basculamento e, em consequência desses, o entalhe do rio se torna ainda mais efetivo (ETCHEBEHERE, 2005). Ambas as drenagens traçam cursos paralelos ao longo de sua extensão, a princípio na direção SW-NE e posteriormente, W-E. O rio Capibaribe passa a ser sinuoso apenas na planície fluvial. As bacias estão separadas por um bloco tabular basculado para sudeste, direcionamento também seguido pelo rio Capibaribe. Os índices RDE encontrados corroboram a hipótese proposta por Silva (2016), de que na área ocorreram alterações no nível de base em decorrência do rebaixamento do bloco sobre o qual se encontra o atual curso do rio.

Figura 15 - Anomalias encontradas para os rios Capibaribe e Goitá.



Fonte: Autor, 2018.

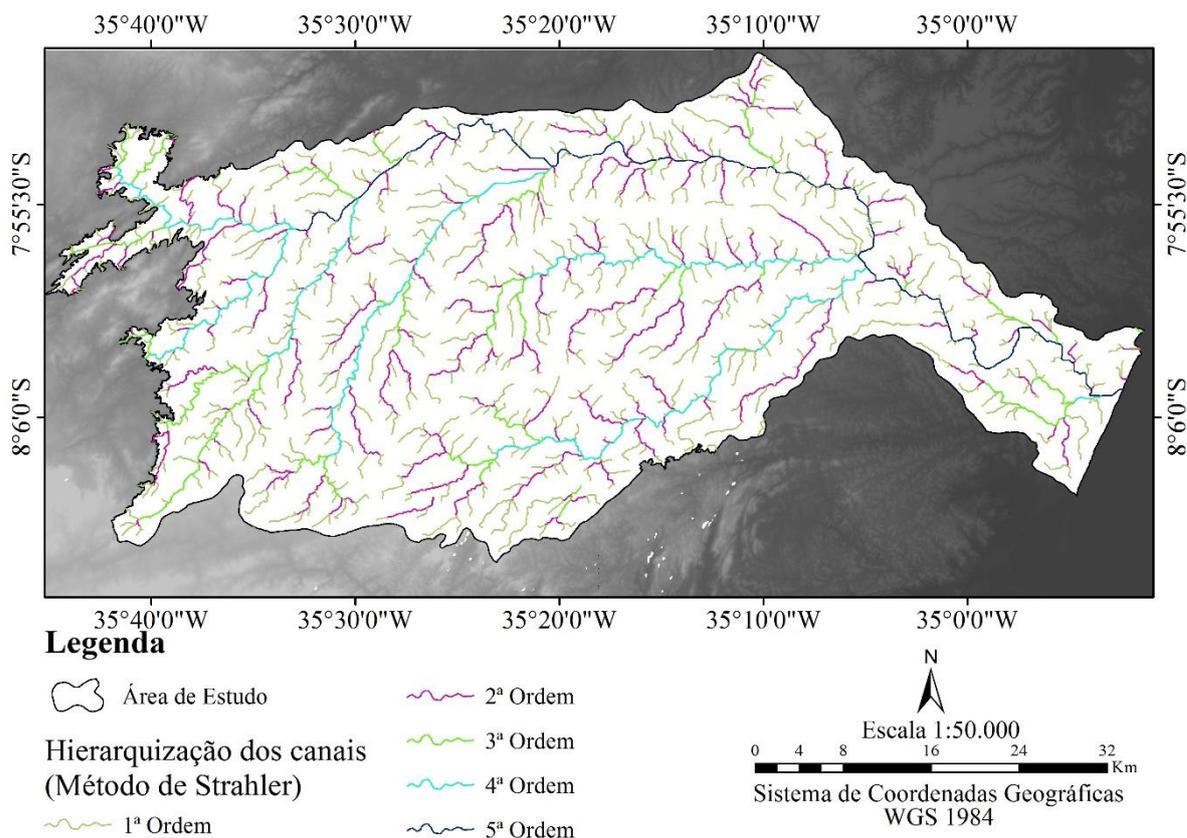
Deste modo, as análises morfométricas em conjunto com a interpretação dos fotolineamentos refletem as diferentes configurações estruturais na área de estudo, Essas atuam sobre o controle das variações altimétricas, que desempenham papel fundamental na criação de espaços de acomodação de sedimentos e no retrabalhamento dos depósitos previamente estocados. A aplicação destes métodos de análise relevou aspectos da dinâmica morfotectônica da área, de maneira a contribuir na elaboração do mapeamento morfoestrutural e principalmente na escolha das áreas de amostragem, que serão discutidas mais à frente.

## 5.2 REDE DE DRENAGEM

### 5.2.1 Hierarquia Fluvial

O canal principal do baixo curso do rio Capibaribe se apresenta hierarquizado em duas ordens de acordo com o trecho do rio e sua relação com os tributários (Figura 16). O rio Capibaribe majoritariamente se enquadra na 5ª ordem, estando apenas o trecho inicial do baixo curso enquadrado como canal de 4ª ordem, o que confere ao rio um caráter de médio porte. Há uma grande quantidade de canais de primeira ordem, partindo das nascentes até formarem canais de segunda ordem. O rio Capibaribe opera como receptáculo principal, assim como atua como nível de base local recebendo a carga de sedimentos dos seus tributários de primeira, segunda, terceira e quarta ordens.

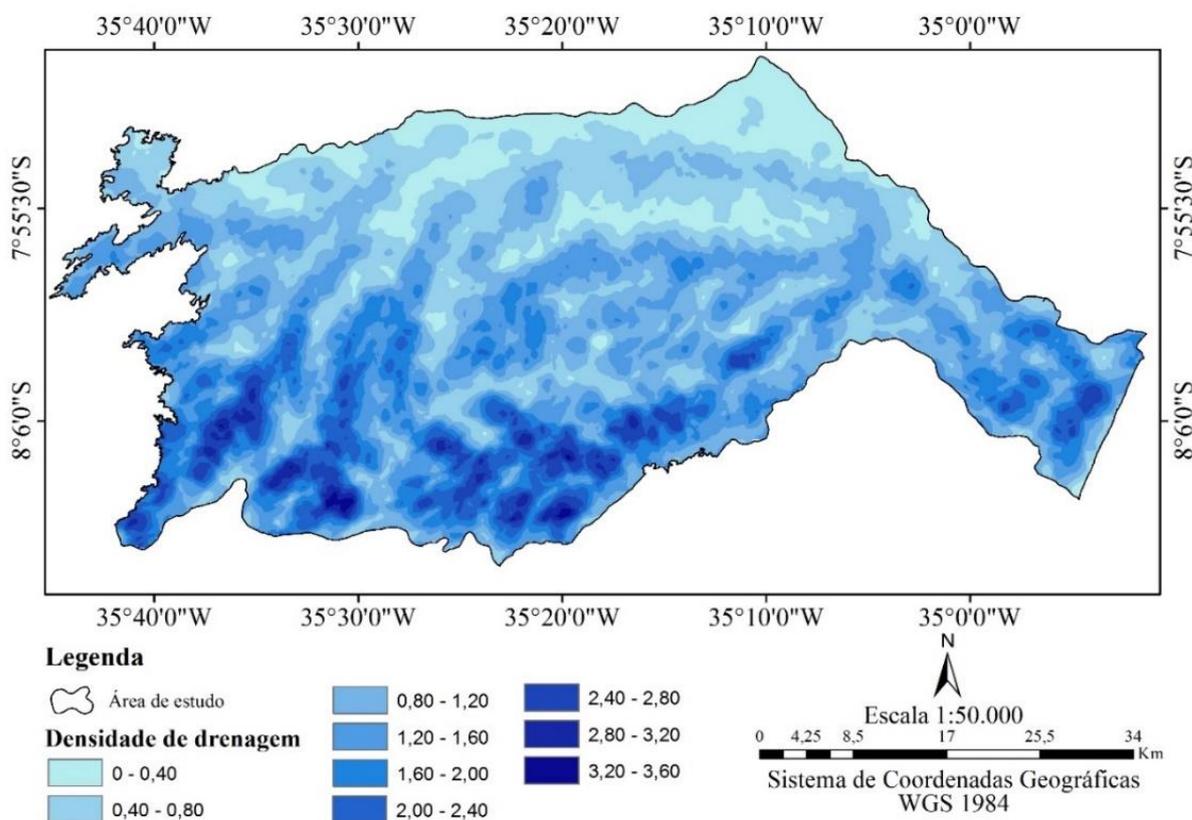
Figura 16 - Hierarquia fluvial da BBRC de acordo com a metodologia de Strhaler (1952).



### 5.2.2 Análise de Densidade de Drenagem

Através do uso dessa técnica, foi possível realizar a identificação das áreas com altas ou baixas densidades de drenagem (figura 17), estabelecendo um vínculo entre a drenagem e a litologia a partir da sobreposição em meio digital georreferenciado do mapa geológico ao de isovalores de densidade de drenagem. A análise da densidade de drenagem apontou que as áreas de maior densidade ocorrem sobre as encostas, nas áreas entre as cimeiras e as encostas dissecadas a SW-S da área estudada, sofrendo ainda a influência das litologias metamórficas e ígneas e suas estruturas subjacentes. No setor nordeste, os topos planos dos tabuleiros e seus materiais de composição predominantemente arenosa desempenham um papel oposto ao da região supracitada anteriormente, estas retratam uma densidade de drenagem baixíssima, o que demonstra o papel crucial da infiltração neste compartimento.

Figura 17 - Mapa de densidade de drenagem da BBRC.



Fonte: Autor, 2018.

O setor leste também apresentou valores de densidade significativos, uma vez que nele se encontra o trecho final do curso do rio Capibaribe e seus meandros que drenam

parte da planície flúvio-marinha da cidade do Recife, já no domínio dos sedimentos da Bacia Paraíba. A região central da bacia apresenta valores de drenagem intermediários que coincidem com a transição das encostas dissecadas com o modelado colinoso adjacente, ambos compostos por litotipos metamórficos.

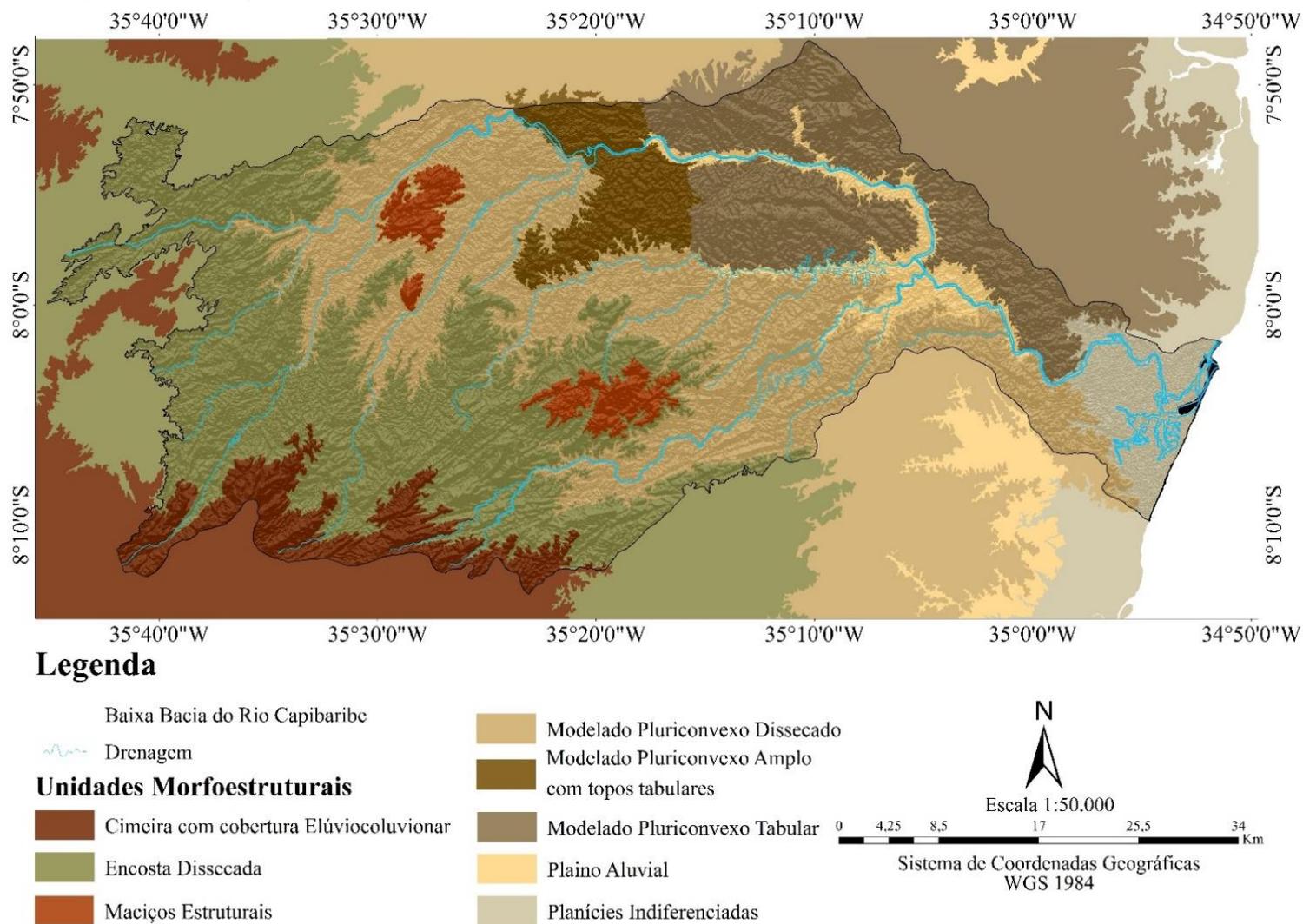
Analisando a distribuição da densidade na bacia como um todo, e mais uma vez subordinando-a aos dados geológicos e estruturais da bacia, pode-se apontar os seguintes controles sobre a distribuição dos isovalores. A maior ou menor densidade de drenagem ocorre em conformidade com a distribuição dos canais de primeira e segunda ordem. A maior densidade possivelmente reflete o controle estrutural e morfotectônico, uma vez que as litologias dominantes estão igualmente distribuídas por toda área da bacia o que descartaria a atuação mais marcada da erosão diferencial. No entanto, a presença de zonas de cisalhamento e suas ramificações possivelmente são responsáveis pelo maior fraturamento do arcabouço litológico, o que favorece a dissecação das áreas mais afetadas por esse padrão.

A hierarquização da BBRC vista em conjunto com a análise da densidade de drenagem auxiliou na observação preliminar da dissecação ou manutenção do relevo em diversos setores da área de estudo, servindo assim como ferramenta na delimitação de algumas das morfologias analisadas no próximo item.

### 5.3 COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL DA BAIXA BACIA DO RIO CAPIBARIBE

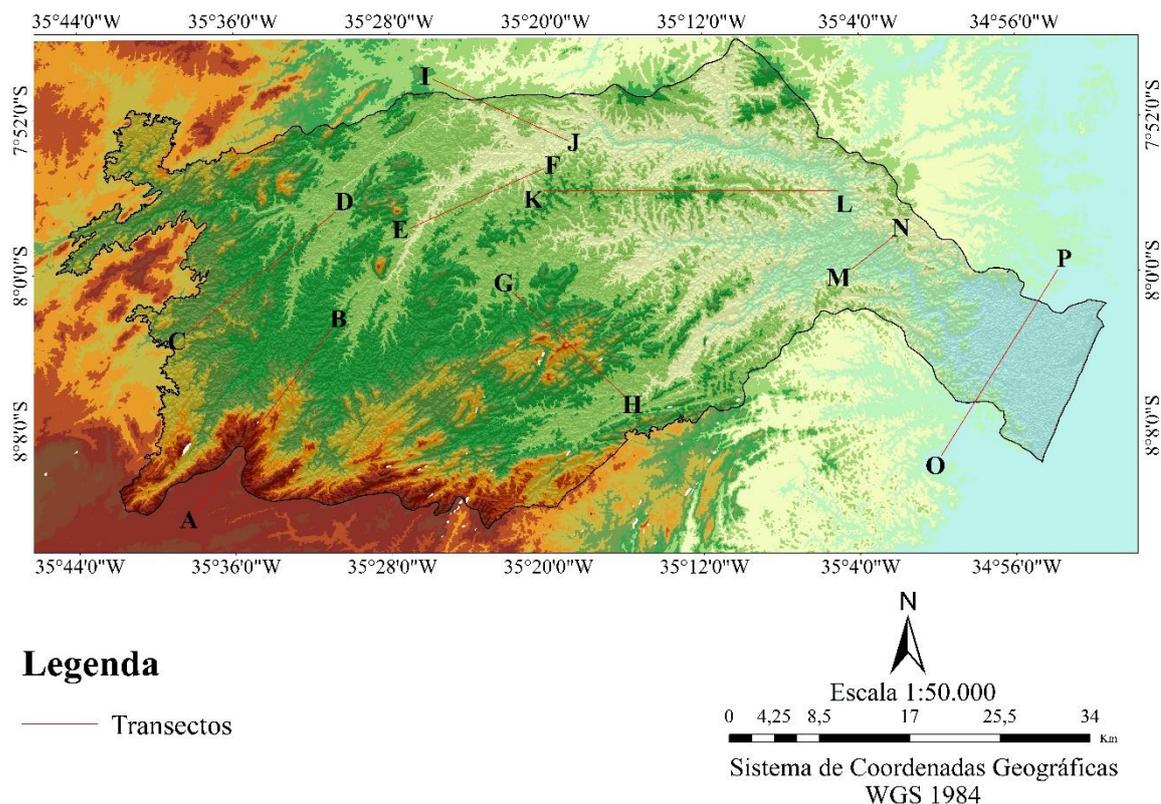
Este item foi disposto de modo a organizar as principais informações estruturais, tectônicas e litológicas da BBRC, informações que auxiliam o entendimento mais preciso da evolução do modelado. Foram designados para a área três grandes domínios morfoestruturais, subdivididos em oito compartimentos, individualizados mediante as análises de fotolineamentos, dados hipsométricos, geológicos, RDE e interpretação dos perfis topográficos (figuras 18 e 19). A área de estudo está assentada morfoestruturalmente sobre o Piemonte da Borborema (CORRÊA et al, 2010), limitando-se a oeste com o Planalto da Borborema e a leste com o Planalto Sedimentar Litorâneo.

Figura 18 - Mapa Morfoestrutural da BBRC.



Fonte: Autor, 2018.

Figura 19 - Mapa dos perfis longitudinais da BBRC.



Fonte: Autor, 2018.

### 5.3.1 Domínio do Planalto da Borborema

No extremo oeste da área estudada está o domínio do Planalto da Borborema, sobre o qual ocorrem as superfícies mais elevadas, as quais podem atingir patamares altimétricos próximos aos 600 metros. A unidade possui típico relevo escarpado delimitada por encostas íngremes. O Domínio é provido de diversos patamares altimétricos decorrentes da estrutura herdada e dos esforços tectônicos que acometeram a margem passiva, principalmente como resposta à flexura da borda continental ao longo do Cenozóico. Essas superfícies possuem orientação subordinada à Zona de Cisalhamento Pernambuco com direção W-E e às zonas de cisalhamento subordinadas que apresentam direcionamento preferencial WSW-ENE, sustentadas por litologias do Paleoproterozoico e Eo-Neoproterozoico deformadas pela junção Pan-Africana há cerca de 600 Ma, ciclo Brasileiro (BEZERRA *et al*, 2008).

As **Cimeiras com cobertura Elúvio/coluvionar**, a sudoeste da área de estudo (figura 20), compreendem as áreas de cabeceiras de drenagem dos rios Cotunguba,

Tapacurá e os riachos Várzea do Saco e Natuba, em cotas altimétricas próximas aos 550 metros com basculamento para. A Unidade apresenta baixa densidade de drenagem e, em conformidade ao observado nos padrões de fotolineamentos e comportamento do índice RDE, seus rios apresentam direção preferencial SSW-NNE. Predominantemente apresenta composição de rochas metamórficas e por vezes ígneas plutônicas.

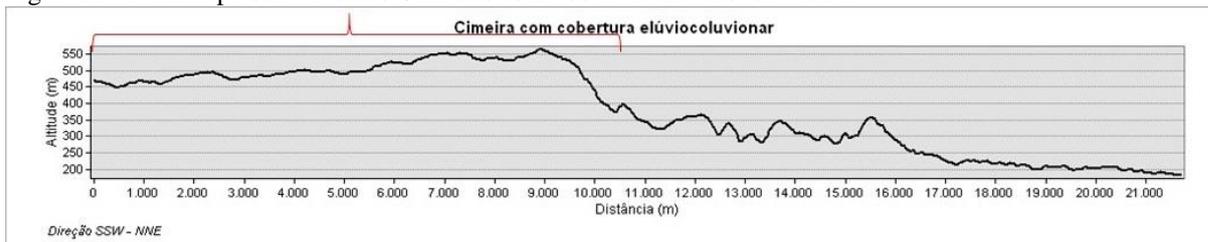
Figura 20 - Cimeiras com cobertura Elúvio/coluvionar.



Fonte: Autor, 2017.

Nesta unidade foram identificados fotolineamentos de direção predominantemente SSW-NNE concordantes com as duas grandes zonas de cisalhamento subordinadas à Zona de Cisalhamento Pernambuco que delimita este compartimento. No perfil longitudinal observa-se que a área possui relevo suavemente ondulado com pequena variação altimétrica e vales praticamente inexistentes, em decorrência da presença de um manto de intemperismo ainda pouco dissecado proveniente de alteração *in situ* (figura 21). Estima-se que a ruptura altimétrica observada no perfil dá-se em decorrência da transição dos metagranitos, metagranodioritos e ortognaisses para as rochas metavulcânicas do compartimento adjacente.

Figura 21 - Perfil representativo das Cimeiras com cobertura Elúvio/coluvionar

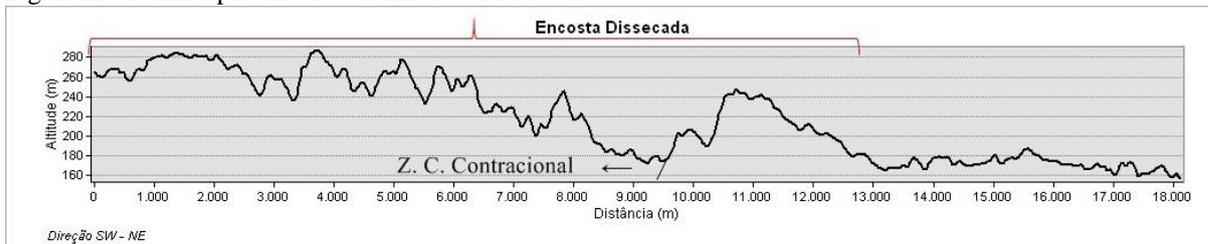


Fonte: Autor, 2018.

A **Encosta Dissecada** é a segunda unidade do primeiro Domínio, localizada logo a nordeste do compartimento descrito anteriormente. Abrange áreas que vão desde o sul até o noroeste da BBRC, sobre cotas altimétricas que variam de 180 a 280 metros. Nesta Unidade estão localizadas as nascentes dos rios Goitá e Várzea do Una, além dos riachos Cacatuba, Batatã, Natuba e Salgado. Desta forma, é a Unidade que apresenta a maior densidade de drenagem em toda a BBRC. Com exceção dos rios Tapacurá e Várzea do Una que estão diretamente submetidos ao controle estrutural da Zona de Cisalhamento Pernambuco, todos os outros canais citados anteriormente apresentam direcionamento que obedecem às zonas de cisalhamento secundárias (SSW-NNE).

Nesta Unidade é notável a subordinação do relevo às estruturas geológicas subjacentes, o que se evidencia no perfil topográfico (figura 22) que reflete a dissecação mais avançada deste compartimento (figura 23). Esta é decorrente da relação entre a alta densidade de drenagem, do papel das zonas de cisalhamento como áreas de fraqueza e do maior gradiente das encostas desta unidade. O relevo da área apresenta basculamento mais evidente para NE. O encontro das litologias metamórficas do Complexo Surubim-Caroalina com as rochas metavulcânicas do Complexo Vertentes, em consonância com a presença de uma zona de cisalhamento contracional, se reflete no perfil topográfico sob a forma de um domo estrutural dissecado (FONSÊCA & CORRÊA, 2016) que chega a alcançar cotas acima dos 240 metros.

Figura 22 - Perfil representativo da Encosta Dissecada.



Fonte: Autor, 2018.

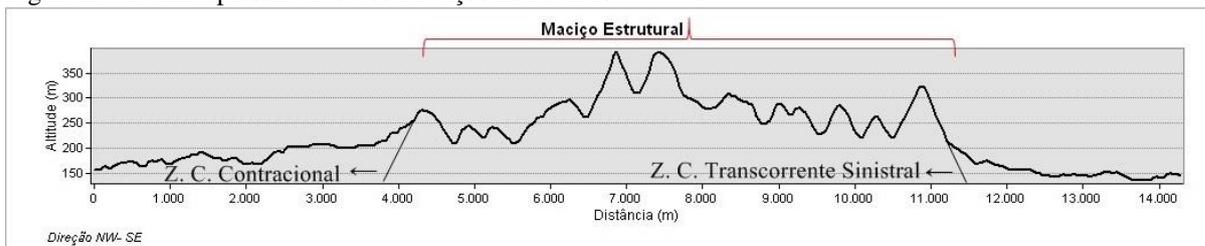
Figura 23 - Encosta Dissecada.



Fonte: Autor, 2018.

Os **Maçiços Estruturais** tratam-se de formas mais ou menos individualizadas de relevo e que se apresentam dispostas sobre a paisagem em forma dômica. Suas cotas altimétricas variam entre 225 e 390 metros (figura 24), e apresentam baixa densidade de drenagem. Os mesmos encontram-se totalmente estruturados pelas litologias metamórficas da Suíte Serra de Taquaritinga e do Complexo vertentes, e apresentam seus limites evidentemente subordinados às zonas de cisalhamentos contracionais e sinistrais.

Figura 24 - Perfil representativo dos Maçiços Estruturais.



Fonte: Autor, 2018.

Os Maçiços Estruturais apresentam-se seccionados por certa densidade de fotolineamentos, os quais são os responsáveis pelas significativas diferenças altimétricas entre as cristas e os vales que chegam ao patamar de 100 metros (figura 25). Neste perfil fica evidente a individualização desta forma de relevo em relação ao Modelado Pluriconvexo Dissecado e suas formas mais suavizadas.

Figura 25-Maçiços Estruturais.



Fonte: Autor, 2017.

### 5.3.2 Domínio do Piemonte da Borborema

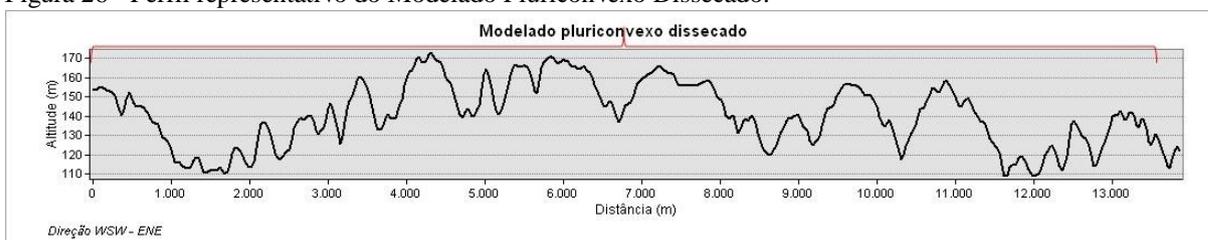
O domínio do Piemonte da Borborema, em função do arcabouço geológico que o embasa, se divide morfologicamente em formas convexas com múltiplos graus de isolamento ou agrupamento que exibem cotas altimétricas inferiores a 200 metros. Este domínio é fortemente dissecado por uma densa rede de drenagem de configuração majoritariamente dendrítica, e, por vezes, de caráter retilíneo, respeitando os direcionamentos dos lineamentos, que, em alguns momentos fazem surgir mudanças bruscas nos direcionamentos dos canais e *knickpoints* (FONSÊCA *et al*, 2016).

Esse Domínio se subdivide em duas Unidades; a primeira com variações altimétricas de pouca expressão, assentada sob litotipos metamórficos e plutônicos dos complexos mesoproterozoicos, originando modelados pluriconvexos, que tendem a assumir morfologias mais aguçadas à medida que se aproximam dos contrafortes da Borborema. As características geológicas da área se expressam no relevo por meio de cristas alinhadas, por vezes bastante dissecadas, além de maciços estruturais delimitados por zonas de cisalhamento.

O **Modelado Pluriconvexo Dissecado** dispõe de boa densidade de drenagem e ocupa a segunda maior parcela territorial da área estudada, sendo local das nascentes do

rio Muribara e do riacho Urubas. Ao analisar o perfil topográfico (figura 26) verifica-se que a unidade é dominada por setores colinosos (figura 27), que não ultrapassam os 180 metros de altitude, que se diferenciam entre si em dois aspectos, quanto mais para oeste os vales tendem a ser mais largos, chegando a ter um aspecto pedimentar, ao passo que as formas mais próximas ao litoral apresentam vales mais estreitos e colmatados. De maneira geral, toda a unidade apresenta colinas de topos relativamente planos a convexas com encostas convexo-côncavas, características inerentes às litologias cristalinas sob a ação do intemperismo tropical úmido.

Figura 26 - Perfil representativo do Modelado Pluriconvexo Dissecado.



Fonte: Autor, 2018.

Figura 27 - Modelado pluriconvexo dissecado.



Fonte: Autor, 2017.

Litologicamente esta unidade se assenta em litologias metamórficas dos Complexos Vertentes e Salgadinho. O intemperismo químico favorece o aprofundamento do regolito e a formação de rampas de colúvio que, em função dos fatores genéticos, permanecem relativamente conservadas sobre a transição entre a média e a alta encosta na forma de pacotes sedimentares delgados, em que predomina o processo de rastejo. A

pouca dissecação, por seu turno, é característica das áreas pedimentares, que também têm como característica a ausência de cobertura sedimentar neógena.

Localizado no extremo norte da área de estudo o **Modelado Pluriconvexo Amplo com topos tabulares** (figura 28) forma o divisor entre a BBRC e a bacia do Rio Tracunhaém. De oeste para o leste, a área se assenta sobre o contato entre as litologias cristalinas do Piemonte da Borborema e as coberturas do Planalto Sedimentar Litorâneo. Por se tratar de um divisor de águas, esta unidade possui uma das menores densidades de drenagem da BBRC.

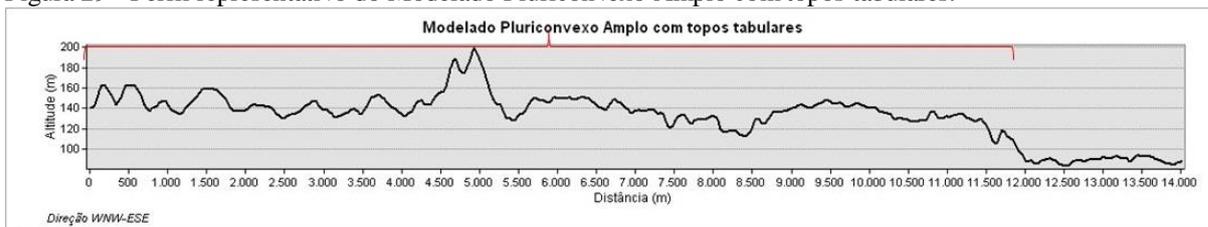
Figura 28 - Modelado Pluriconvexo Amplo com topos tabulares.



Fonte: Autor, 2017.

Conforme exposto no perfil (figura 29) esta unidade se mostra pouco dissecada com a altimetria média em torno dos 150 metros. A topografia plana dos topos dos divisores dessa Unidade é genericamente interpretada como decorrente de um recobrimento pela Formação Barreiras, no entanto a observação de perfis em campo apresenta níveis de pavimentos detríticos imediatamente sobrepostos à frente de intemperismo das litologias cristalinas sotopostas, que podem ainda se mostrar inumados por coluvionamentos.

Figura 29 - Perfil representativo do Modelado Pluriconvexo Amplo com topos tabulares.



Fonte: Autor, 2018.

### 5.3.3 Domínio do Planalto Sedimentar Litorâneo

No setor leste da área de estudo ocorre o Planalto Sedimentar Litorâneo, estruturado pelas litologias da Bacia Paraíba, principalmente, pela cobertura cenozoica que a recobre, atrelada aos materiais neogênicos estruturadores da Formação Barreiras. Este domínio é regido pela estruturação homoclinal da Bacia Paraíba que possui flexura para leste. Este conjunto de formas se desenvolve segundo a erosão regressiva das cabeceiras de drenagem a partir da remoção ativa dos sedimentos inconsolidados que compõem este domínio. Morfológicamente o domínio é composto por divisores extensos com topos tabulares dissecados por vales entrincheirados (FONSÊCA *et al.* 2016).

O **Modelado Pluriconvexo tabular** (figura 30) compreende o compartimento a nordeste da área estudada, estando estruturado sobre os materiais que compõem a Formação Barreiras e por vezes, por sedimentação elúvio/coluvionar, com basculamento da Unidade para leste; reflexo do controle estrutural que também mantém o direcionamento do curso do rio Capibaribe em caráter subparalelo.

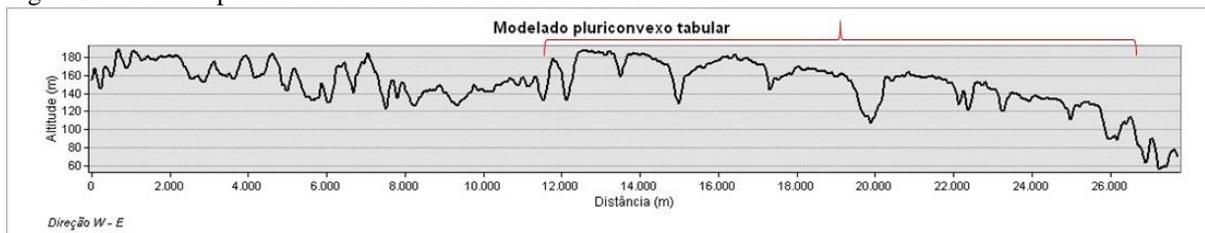
Ao se observar o perfil topográfico (figura 31) evidencia-se a ocorrência de topos tabulares, a moderadamente convexos, bem marcados com cota média de 160 metros. A dissecação dessa unidade origina leques coluviais, e, a partir da junção destes, criam-se pequenos alvéolos de circundenação e de erosão regressiva responsáveis por serem os locais de captação de água para os canais de primeira ordem.

Figura 30 - Modelado Pluriconvexo tabular.



Fonte: Autor, 2017.

Figura 31 - Perfil representativo do Modelado Pluriconvexo tabular

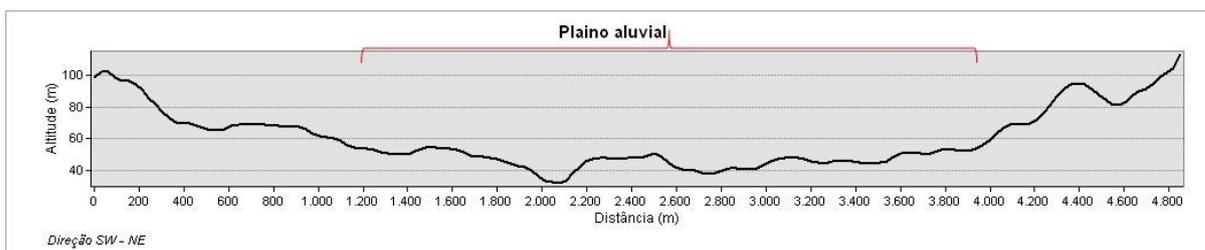


Fonte: Autor, 2018.

O **Plano Aluvial** incorpora os baixos cursos dos rios Capibaribe, Goitá e Tapacurá, engloba áreas de até 70 metros de altitude em áreas colinosas dissecadas pela drenagem e de cerca de 10 metros nas superfícies aplainadas nos trechos finais dos canais principais dos referidos rios (figura 32 e 33). Os fotolineamentos traçados nesta unidade dizem respeito aos *trends* estruturais responsáveis por comandar o direcionamento W-E do rio Capibaribe enquanto o mesmo traça seu percurso em meio ao modelado pluriconvexo tabular, e mais a sul, pelo *trend* secundário à Zona de Cisalhamento Pernambuco, que direciona parte do trecho do baixo curso do rio Tapacurá.

As áreas mais colinosas desta unidade estão assentadas sobre as litologias dos Complexos Vertentes e Salgadinho e possivelmente recobertas pelos sedimentos retrabalhados da Formação Barreiras juntamente com os demais sedimentos trazidos pela drenagem. Já nas áreas mais planas e mais próximas à linha de costa, completamente dominadas pelos processos fluviais, encontram-se os depósitos aluvionares e os flúvio-marinhos.

Figura 32 - Perfil representativos do Plano aluvial.



Fonte: Autor, 2018.

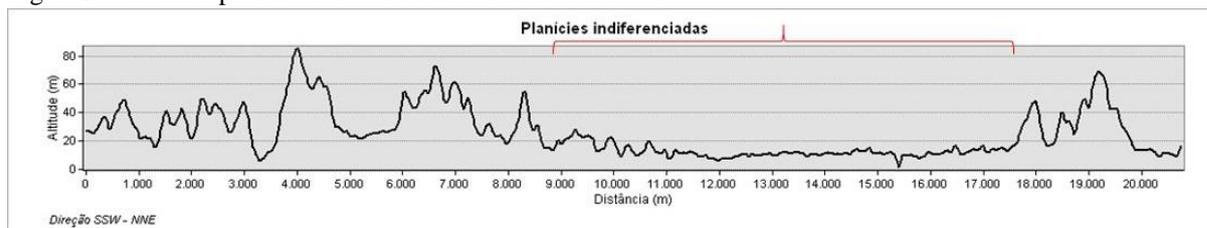
Figura 33 - Plauto Aluvial, terraço do rio Capibaribe (A) e plauto aluvial do rio Goitá (B).



Fonte: Autor, 2017.

Por último, as **Planícies Indiferenciadas** reúnem uma assembleia de formas de padrões planos que não ultrapassam os 20 metros de altitude (figura 34), estruturadas por sedimentos inconsolidados de origem fluvial, flúvio-marinha e colúvio/aluvionar, compostos por materiais de granulometria mais arenosa e carreados pela própria rede de drenagem e pela dinâmica costeira. As drenagens principais apresentam ainda conjuntos de formas associadas às dinâmicas de rebaixamento de nível de base, tratam-se dos terraços fluviais.

Figura 34 - Perfil representativo das Planícies indiferenciadas.



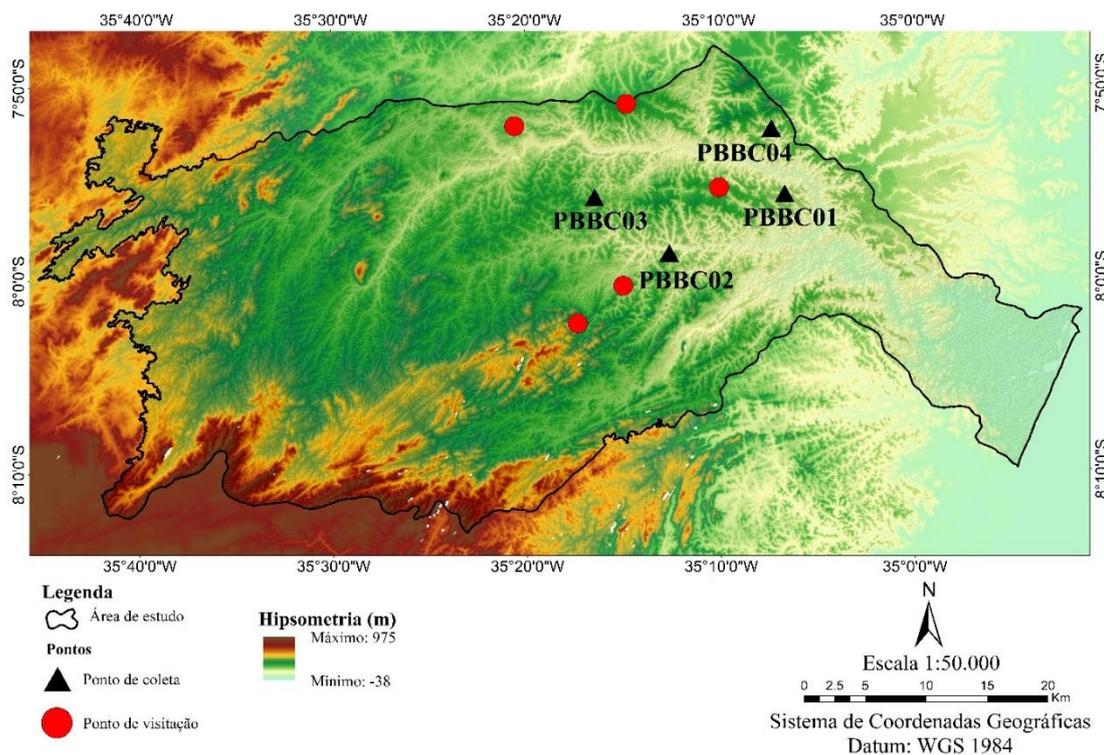
Fonte: Autor, 2018.

A concatenação das análises morfométricas e morfoestruturais levadas a termo por esta pesquisa serviu como instrumento de localização dos depósitos sedimentares alvos das amostragens e posteriores análises que compõem os objetivos deste estudo. Destarte, os tópicos expostos acima, constituem elementos chave na delimitação das áreas amostrais que serão descritas a seguir.

## 5.4 ANÁLISES DOS COMPONENTES SEDIMENTOLÓGICOS E GEOQUÍMICOS

Durante os trabalhos de campo, foram realizadas observações morfoestratigráficas com objetivo de delinear, e conseqüentemente, mapear e caracterizar as unidades identificadas. Os pontos de coleta de material (figura 35) foram escolhidos buscando representar da melhor forma possível a dinâmica geomorfológica da região. Para tal, quatro perfis amostrais foram selecionados e com base nestes se darão as interpretações realizadas neste tópico.

Figura 35 - Mapa dos pontos de coleta e visitação.

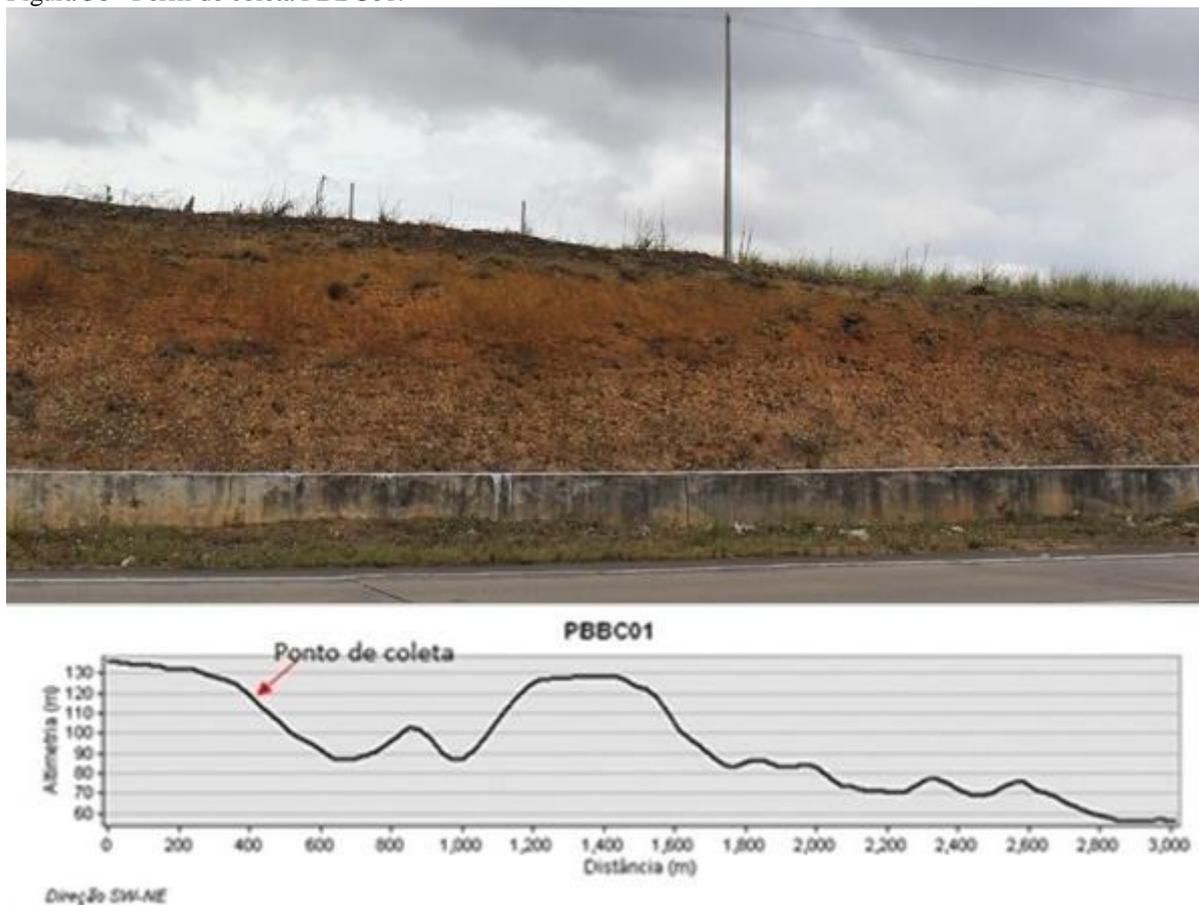


Fonte: Autor, 2018.

### 5.4.1 Perfil Baixa Bacia do rio Capibaribe 01 (PBBC01)

O primeiro ponto está localizado em um corte de estrada às margens da BR- 408 a 120 metros de altitude. Este perfil se estende desde o topo até a meia encosta de um modelado pluriconvexo tabular no município de Paudalho (figura 36 e 37 - A) e apresenta desnivelamento altimétrico de 60 metros em relação ao nível de base local. O perfil amostrado possui espessura de 13,6 metros, sua textura varia conforme o nível deposicional. Na base, observa-se o saprolito, seguido por uma cascalheira de fábrica matriz-suportada, sobreposta por um material de textura mais fina. O perfil exhibe cor avermelhada em toda a sua extensão.

Figura 36 - Perfil de coleta PBBC01.



Fonte: Autor, 2018.

A cascalheira, cuja a espessura é de 3.85 metros, apresenta elementos que apontam para um sistema de transporte e deposição fluvial. Os clastos que compõem este depósito refletem a dinâmica deposicional por meio do seu grau de arredondamento, e repetida granodecrescência ascendente, sugerindo a ocorrência de eventos deposicionais recorrentes. A matriz que envolve os clastos maiores (PCBC01B) está classificada como areia siltica (figura 37 - E), composta por 5.52% de cascalho, 45.04% de areia, 44.69% de silte e 4.75% de argila, o que condiz com a interpretação de um depósito de origem fluvial. O diagrama de hidrodinâmica (figura 37 - D) atrela a formação deste depósito a uma hidrodinâmica muito alta.

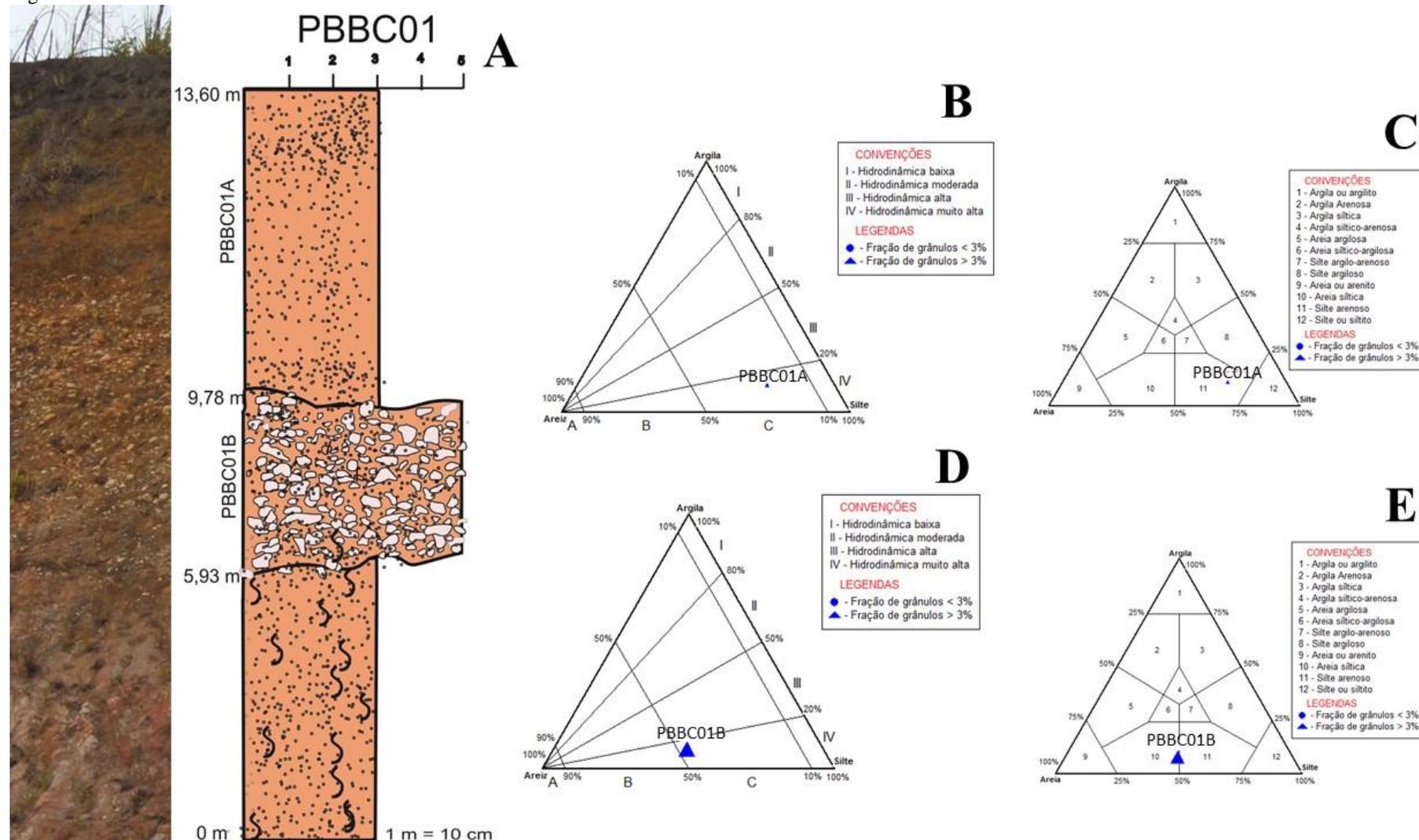
A Unidade sedimentar da qual foi retirada a amostra PBBC01A apresenta 3.82 metros de espessura do topo da cascalheira até o topo do perfil, e apresenta composição silto-arenosa (figura 37 - C), com presença de grânulos de quartzo em toda sua extensão e apresentando porcentagens granulométricas de cascalho, areia, silte e argila de 1.7%, 22.8%, 65.8%, e 10.1%, respectivamente. Tal configuração indica um depósito de origem

coluvial, A geometria desse pacote sedimentar, mais estreito no topo e mais espesso ao passo que se aproxima da média encosta, de maneira a preencher a concavidade formada pelo pacote inferior, corrobora a origem coluvial. O diagrama ternário (figura 37-B) demonstra que o material foi transportado por hidrodinâmica muito alta, assim como a amostra PBBC01B, entretanto, a figura 37 – c aponta para que o meio de transporte possuía comparativamente menor energia em função da maior presença da fração silte e argila neste pacote.

A análise morfoscópica da fração areia grossa, que se fundamenta em Folk & Ward (1957), revelou que ambas as amostras são formadas por grãos de quartzo. Uma pequena parte das amostras apresenta grãos envolvidos por um revestimento ferruginoso, além de uma ínfima quantidade de grão de muscovita e ilmenita. Morfológicamente, ambas são bastante heterogêneas, com grãos que vão de muito angulosos a arredondados e de prismoidais a discoidais, com a predominância de grãos transparentes e brilhantes. Entretanto, a matriz da amostra PBBC01B exibiu peculiaridades que reforçam a diferenciação quanto à natureza do transporte desses depósitos. O material da amostra PBBC01B têm maior porcentagem de grãos de textura polida e esfericidade predominantemente discoidal, indicadores de transporte fluvial, mas a curta distância da área fonte.

Ainda no que diz respeito às características granulométricas as amostras são categorizadas como muito pobremente selecionadas e de hidrodinâmica muito alta, apresentando disparidades somente no que tange aos graus de assimetria e curtose. A amostra PBBC01A, exibiu um padrão assimétrico muito negativo e grau de curtose extremamente leptocúrtico, expondo o predomínio de frações mais finas, e que houve alterações no ambiente deposicional, resultando na provável remoção da fração argila, enquanto a amostra PBBC01B mostrou certa simetria e curtose muito platicúrtica. Nesta porção do perfil, a concentração da fração grossa é reflexo do tipo de transporte, cuja remoção dos elementos mais finos pode ter ocorrido por suspensão, ao passo que os clastos de maior calibre se alojavam na base do perfil conforme a diminuição da energia de transporte.

Figura 37 - Perfil PBBC01.



Fonte: Autor, 2018.

Geoquimicamente, as amostras demonstraram pouca presença de elementos que são facilmente transportados (Ca e Zn). No caso da amostra PBBC01B, estes elementos nem chegaram a ser encontrados na análise, assim como sódio (Na) e magnésio (Mg). O único elemento de relativa mobilidade que apresentou uma concentração considerável foi o potássio (K) (quadro 07), inclusive, apresentando crescimento da concentração em relação à amostra PBBC01A, o que alude à presença de minerais primários, neste caso, especificamente, a presença de muscovita observada pela análise morfooscópica.

Quadro 07 - Concentração de elementos do ponto PBBC01.

	<b>PBBC01A</b>	<b>PBBC01B</b>	<b>PBPC</b>
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	Nd	Nd	0.1
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	50.7	48.6	23.4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	41	44.8	49.28
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.2	0.6	6.81
<b>CaO</b>	0.1	Nd	0.26
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.891	0.643	1.27
<b>V<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.04	0.02	Nd
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	7.4	5.2	8.38
<b>ZnO</b>	Tr	Nd	0.02
<b>ZrO<sub>2</sub></b>	0.053	0.049	0.08
<b>Valores Ki e Kr</b>			
<b>Ki</b>	0.81	0.92	3.58
<b>Kr</b>	0.71	0.83	2.946
<b>Razão Zr/Ti (x10<sup>2</sup>)</b>			
<b>Zr/Ti</b>	5.94	7.62	6.29

Fonte: Autor, 2018.

As amostras são caracterizadas majoritariamente pela alta concentração de alumínio (Al), sílica (Si) e ferro (Fe), assim como significativas concentrações de Titânio (Ti). As proporções de SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> variam de acordo com os litotipos (FIGUEIREDO, 1999), e pelo o grau de intemperismo químico sofrido pelos materiais analisados. É expressivo o aumento das quantidades de Fe e Al na amostra PBBC01A em relação a PBBC01B (quadro 07). As concentrações de sílica na amostra PBBC01A são inferiores em relação a amostra PBBC01B devido ao pouco amadurecimento geoquímico dessa amostra. No caso da amostra PBBC01A, a menor concentração se dá pela acumulação residual de areia no depósito, possivelmente pelo carreamento da fração

argila no pacote superior do perfil decorrente da exposição às intempéries físicas e a consequente eluviação das argilas.

Levando em consideração a composição de silicatos hidratados de alumínio e óxido e hidróxidos de ferro, alumínio e titânio da fração argila, segundo (MONIZ, 1972b), a presença da proporção diferencial nas amostras indica que os materiais são de origens distintas, sendo o pacote PBBC01A geoquimicamente mais amadurecido, fato que contradiz a premissa de que o material de cobertura seria o mais jovem, logo pode-se inferir que este material deve ter sofrido um processo de intemperismo pré-deposição.

Sobre o grau de intemperismo dessas amostras, a razão molecular  $K_i$  ( $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) e  $K_r$  ( $\text{SiO}_2/ \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) demonstrou que a amostra PBBC01A se enquadra como ferralítica, já a amostra PBBC01B é considerada como alítica. Essa configuração aponta que a amostra coluvial PBBC01B é geoquimicamente menos amadurecida que a matriz da amostra PBBC01A. O confronto dos índices  $K_i$  e  $K_r$  das amostras em relação aos índices calculados para o ponto de controle expõem o quão intemperizadas são as duas amostras.

Ambas as amostras são pouco amadurecidas geoquimicamente, sendo o pacote inferior, ainda menos maduro. Essa afirmação se sustenta pelas baixíssimas concentrações de Zr e Ti (quadro 07), estes que em associação com Fe e Al costumam perdurar nos sedimentos no decorrer no processo de intemperismo. Para a amostra PBBC01A as concentrações de Zr e Ti indicam que este material sofreu intemperismo anterior à sedimentação. Os dados de Zr/Ti das amostras mostram-se análogos à amostra de controle PBPC (composta de material de alteração), contudo o valor para a amostra da camada basal sugere que o pacote inferior recebeu contribuições de materiais para além das rochas do próprio embasamento, corroborando a ideia de que se trata de um depósito de origem fluvial.

Por meio da concatenação desses fatores é possível afirmar que o perfil PBBC01 é constituído por duas unidades deposicionais, sendo a unidade inferior decorrente de transporte e sedimentação fluvial, enquanto a unidade superior tem provável origem eluvial, retrabalhada por um processo de transporte coluvial de curta distância. Para Silva (2016) o material que estrutura a amostra PBBC01B passou da condição de modelado de agradiação fluvial para um modelado de denudação após rebaixamento do nível de base local. Contudo, como esse material se encontra à meia encosta, ainda há a possibilidade de que tenha sofrido retrabalhamento do topo ao local em que se encontra atualmente, sendo em seguida, encoberto por material coluvial PBBC01A. Frente ao exposto, conclui-

se que os depósitos estão em estágio intermediário de evolução geoquímica e mineralógica, podendo ser reflexo dos controles climáticos não suficientemente úmidos para levar os regolitos a um estágio mais avançado de intemperismo.

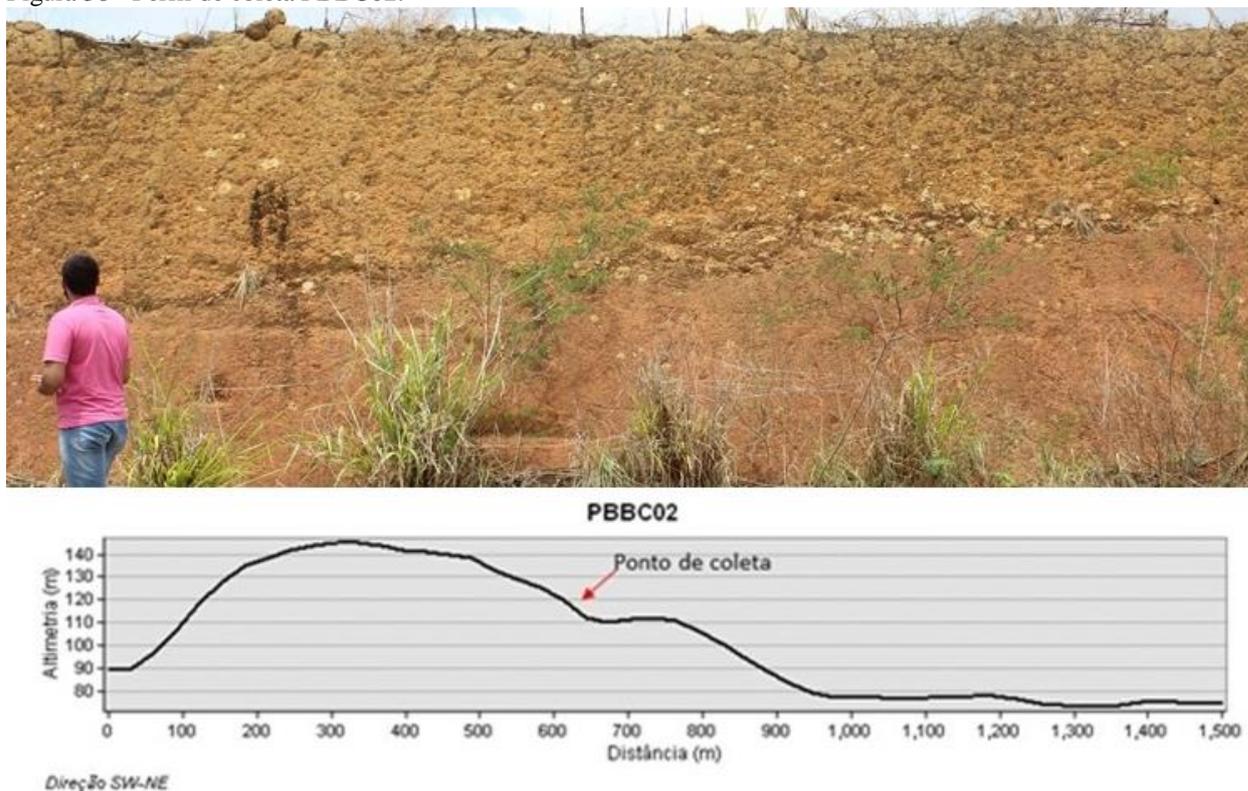
#### 5.4.2 Perfil Baixa Bacia do rio Capibaribe 02 (PBBC02)

O segundo ponto está localizado em um corte de estrada na PE-040 próximo ao norte do município Chã de Alegria, nas proximidades do curso principal do rio Goitá, a uma altitude de 120 metros e assentado sobre o modelado pluriconvexo dissecado (figura 38). O depósito apresenta coloração alaranjada, material predominantemente de textura fina, separado do manto de alteração subjacente por uma delgada *stone line* matriz suportada composta por clastos angulosos derivados da decomposição dos veios de quartzo do próprio embasamento local.

O perfil analisado apresenta uma espessura de 4,10 metros (figura 39 - A), separado em três unidades deposicionais discretas. A unidade basal, com 70 centímetros de espessura, é composta pelo manto de alteração, sobre essa resta uma *stone line* com 20 centímetros, e, por último uma unidade de topo com espessura de 3,20 metros, de aspecto maciço e coloração um pouco mais clara em relação à alterita. Nesta unidade superior foram coletadas duas amostras, PBBC02A retirada à altura de 2,20 metros da base do perfil e a amostra PBBC02B coletada à 1,60 metros da base.

O perfil exhibe elementos característicos típicos de um colúvio retido em um alvéolo em meia encosta, maciço, no qual não se define macroscopicamente limites entre sub-unidades coluviais. Não obstante, essa distinção foi identificada no decorrer das análises de duas amostras, ambas classificadas como silte arenoso (figura 39 – C e E). Diferenciam-se quanto às proporções das frações granulométricas, a amostra PBBC02A dispõe de 2.3% de cascalho, 27.8% de areia, 64.2% de silte e 5.7% de argila, enquanto na amostra PBBC02B as proporções são 3.7%, 29.4%, 62.5% e 4.4%, nas frações cascalho, areia, silte e argila, respectivamente. Embora as proporções das frações componentes sejam aproximadas, sua variação entre as duas unidades sugere a ocorrência de dois pacotes deposicionais distintos.

Figura 38 - Perfil de coleta PBBC02.



Fonte: Autor, 2018.

Os gráficos de hidrodinâmica validam que os pacotes sedimentares possuem origem distinta, apesar de ambos apresentarem uma hidrodinâmica muito alta, os pontos representativos apresentam uma pequena diferença entre duas posições nos gráficos (figura 39 – B e D). O gráfico da amostra PBBC02B aponta para um ambiente de alta hidrodinâmica de transporte de material arenoso e frações de maior calibre frente aos resultados obtidos na amostra PBBC02A.

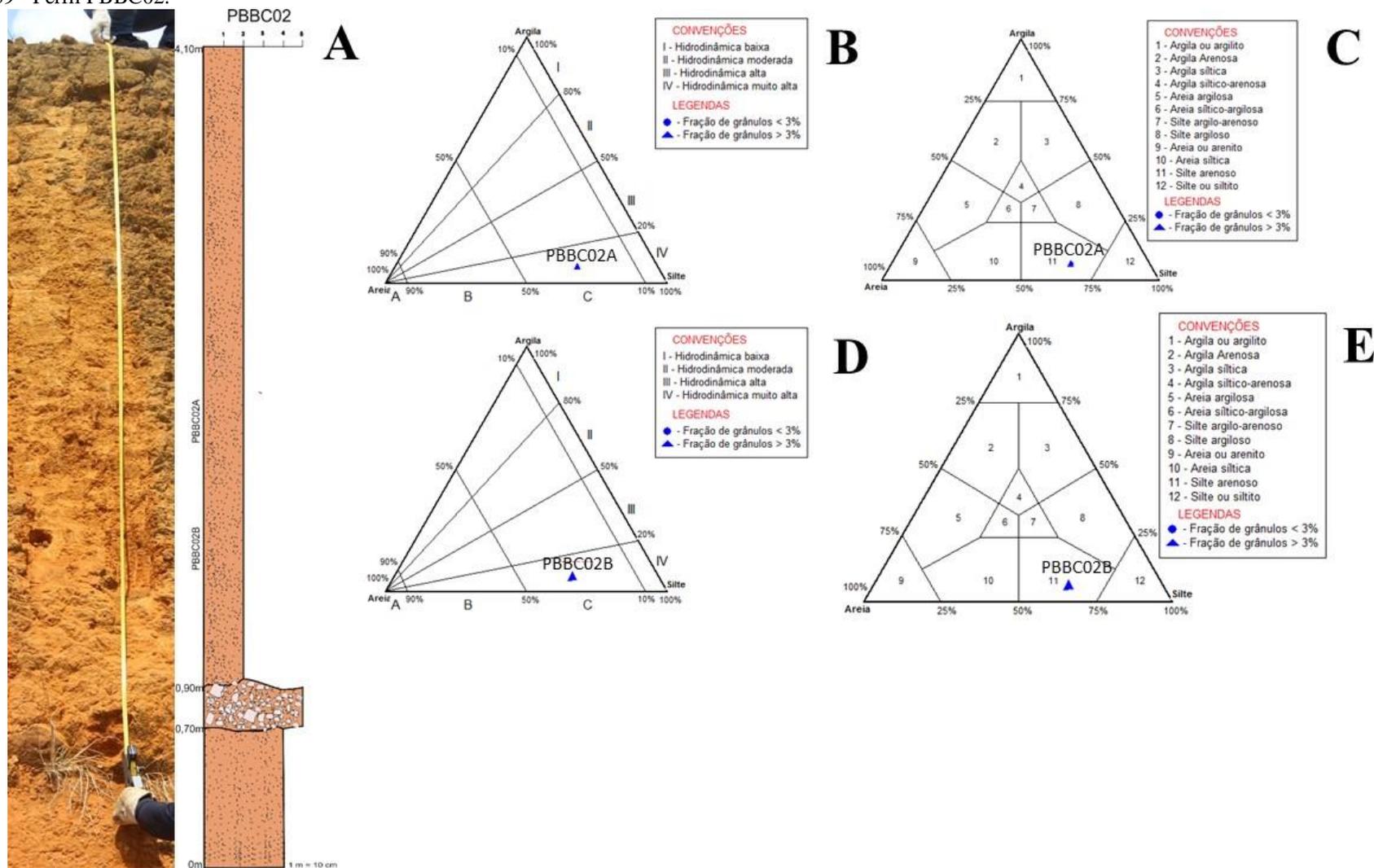
A análise morfoscópica reforçou os indícios de que as amostras coletadas nesse ponto representam unidades deposicionais distintas. Tal qual o primeiro perfil, este compõe-se mineralogicamente por grãos de quartzo, por vezes ferruginizados, além da presença de ilmenita. As amostras PBBC02A e PBBC02B são morfologicamente heterogêneas com maior concentração de grãos sub-discoidais e discoidais e de sub-angulares e sub-arredondados, assim como predominância textural superficial brilhante com grãos transparentes.

Os dados morfoscópicos também revelaram características únicas para as amostras, inicialmente no que tange ao grau de arredondamento, a amostra PBBC02B apresentou maior porcentagem de grãos muito angulares, frente aos grãos da amostra

PBBC02A. A camada inferior também apresentou maior percentual de grãos transparentes e brilhantes, estes dois aspectos apontam para que a amostra PBBC02B sofreu transporte a curta distância, enquanto a amostra PBBC02A provavelmente enfrentou mais de um evento de transporte ou uma maior distância total.

Segundo a análise morfooscópica baseada em Folk & Ward (1957), ambas as amostras estão classificadas como silte médio e foram muito pobremente selecionadas no decorrer dos seus processos de transporte. Dispõem de assimetria muito negativa, diferindo apenas no grau de curtose. A amostra PBBC02B se enquadrou como platicúrtica, o que sugere a mistura de materiais durante o transporte, fato que reflete o grau de seleção explanado anteriormente. Já a amostra PBBC02A apresentou curtose Mesocúrtica, indício de que não ocorreu mistura de sedimentos de origens distintas durante o transporte.

Figura 39 - Perfil PBBC02.



Fonte: Autor, 2018.

A análise geoquímica não detectou Ca, Zn e Na, elementos de alta mobilidade (quadro 08). O único elemento móvel detectado foi o K, ainda assim em baixas concentrações. Assim como no perfil anteriormente analisado, o perfil PBBC02 exibiu grandes concentrações de Si, Al e Fe, apresentando maiores concentrações para este perfil, além da superior concentração de Ti. Outra diferença está na inversão na maior concentração de Al ao invés de Si apresentada no perfil anterior.

Quadro 08 - Concentração de elementos do ponto PBBC02.

	<b>PBBC02A</b>	<b>PBBC02B</b>	<b>PBPC</b>
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	Nd	Nd	0.1
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	48.9	48.5	23.4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	35.9	37.5	49.28
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.7	0.7	6.81
<b>CaO</b>	Nd	Nd	0.26
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1.54	1.49	1.27
<b>V<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.07	0.07	Nd
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12.8	11.5	8.38
<b>ZnO</b>	Nd	Nd	0.02
<b>ZrO<sub>2</sub></b>	0.047	0.048	0.08
<b>Valores Ki e Kr</b>			
<b>Ki</b>	0.73	0.77	3.58
<b>Kr</b>	0.58	0.63	2.946
<b>Razão Zr/Ti (x10<sup>2</sup>)</b>			
<b>Zr/Ti</b>	3.05	3.66	6.29

Fonte: Autor, 2018.

Este perfil apresenta maior concentração de óxido de ferro e alumínio na amostra PBBC02A em relação à amostra PBBC02B, em contrapartida a concentração de dióxido de silício encontra-se invertida (quadro 08). Partindo disto, é possível inferir que a amostra superficial é geoquimicamente mais amadurecida do que a amostra basal, com isso, pode-se afirmar que a amostra PBBC02A passou por mais intemperismo até o momento de sua deposição. Os dados percentuais mais elevados das frações silte e argila corroboram essa ideia, em função da maior concentração de finos.

Por meio da aplicação dos índices Ki e Kr foi possível constatar que as amostras estão em evoluído estado intempérico. Com base nos dados das amostras, e de acordo com os preceitos de Moniz (1972a), o pacote se configura como composto por sedimentos ferralíticos, em virtude das concentrações de Fe e Al. Estes dados são reforçados quando

o aumento na concentração de alguns elementos estáveis e a diminuição dos elementos móveis são identificados no quadro 08.

Em contradição aos dados geoquímicos expostos acima, as proporções de Zr e Ti denotam o intermediário nível de amadurecimento geoquímico desses depósitos, em relação ao PBPC. Todavia, os índices de Zr e Ti se justificam uma vez que os depósitos provavelmente perderam quantidades significativas da fração argila, onde esses elementos são comumente encontrados, o que explica os valores próximos com os do ponto de controle.

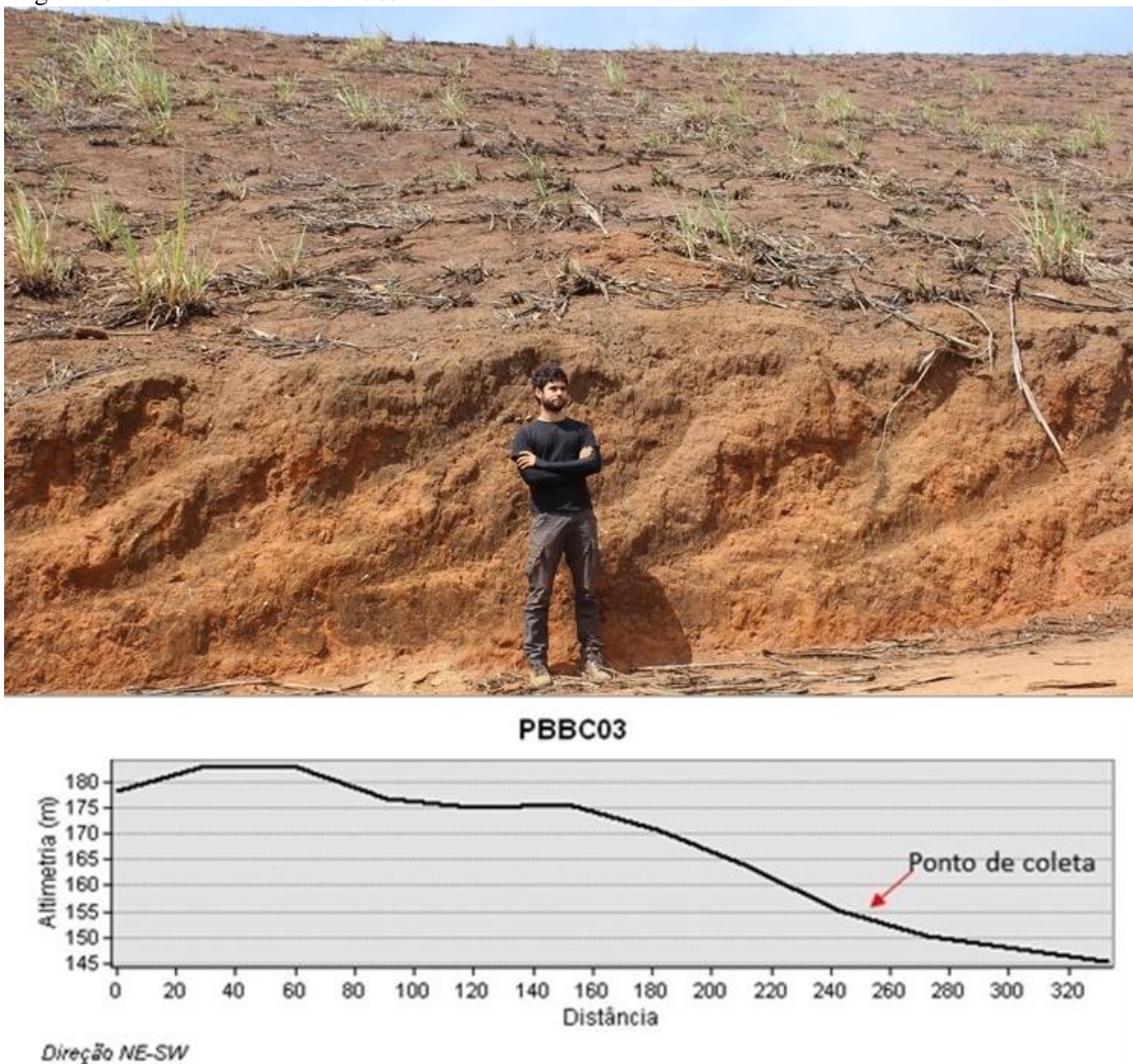
O confronto dos dados dos dois pontos de coleta para esse perfil explicita o grau de amadurecimento desigual dos pacotes sedimentares em análise. A combinação das análises morfoscópicas e granulométricas, em paralelo com os apontamentos realizados para o perfil PBBC01, indicam que, geoquimicamente, as amostras do perfil PBBC02 são mais amadurecidas e que nos dois casos o transporte se deu a curta distância.

#### **5.4.3 Perfil Baixa Bacia do rio Capibaribe 03 (PBBC03)**

O penúltimo ponto amostrado na BBRC está assentado a 155 metros de altitude, dentro da unidade de modelado convexo amplo com topos tabulares no município de Lagoa de Itaenga. O perfil topográfico expõe claramente que o ponto se estrutura como uma rampa de colúvio (figura 40), assentada em um alvéolo, que conserva o vínculo entre o topo convexo da colina com o fundo de vale colmatado.

A espessura da seção final do material coluvial é de 2,50 metros, apresenta estrutura maciça e cor alaranjada em todo o perfil, não sendo possível a identificação do contato entre o material deposicional e o manto de alteração, assim como não foram identificadas alterações texturais que indicassem a ocorrência de mais de um evento de deposição, como o encontrado no ponto PBBC02. O pacote constitui-se de material areno-siltico com grãos de quartzo, que sugerem a ocorrência de um fluxo de lama. A julgar pela ausência de descontinuidades erosivas e/ou litológicas, sugere-se a homogeneidade do processo formativo nesse perfil.

Figura 40 - Perfil de coleta PBBC03.



Fonte: Autor, 2018.

A amostra foi coletada a uma altura de 1,20 metros em relação à base da exposição e, a partir dos dados granulométricos, a amostra foi classificada como areia síltica (figura 41 - C), as proporções obtidas foram, 9.2% de cascalho, 49.6% de areia, 34.9% de silte e 6.3% de argila. Essa configuração aponta para a proximidade com o material de origem, ou talvez, que este material tenha sofrido carreamento das frações silte e argila durante o transporte e/ou pós deposição. O diagrama de Pejrup indicou que a hidrodinâmica no momento da deposição estava no limiar entre hidrodinâmica alta e muito alta, isto é, em ambiente com muita energia, assim como o necessário para que ocorra um fluxo de lama.

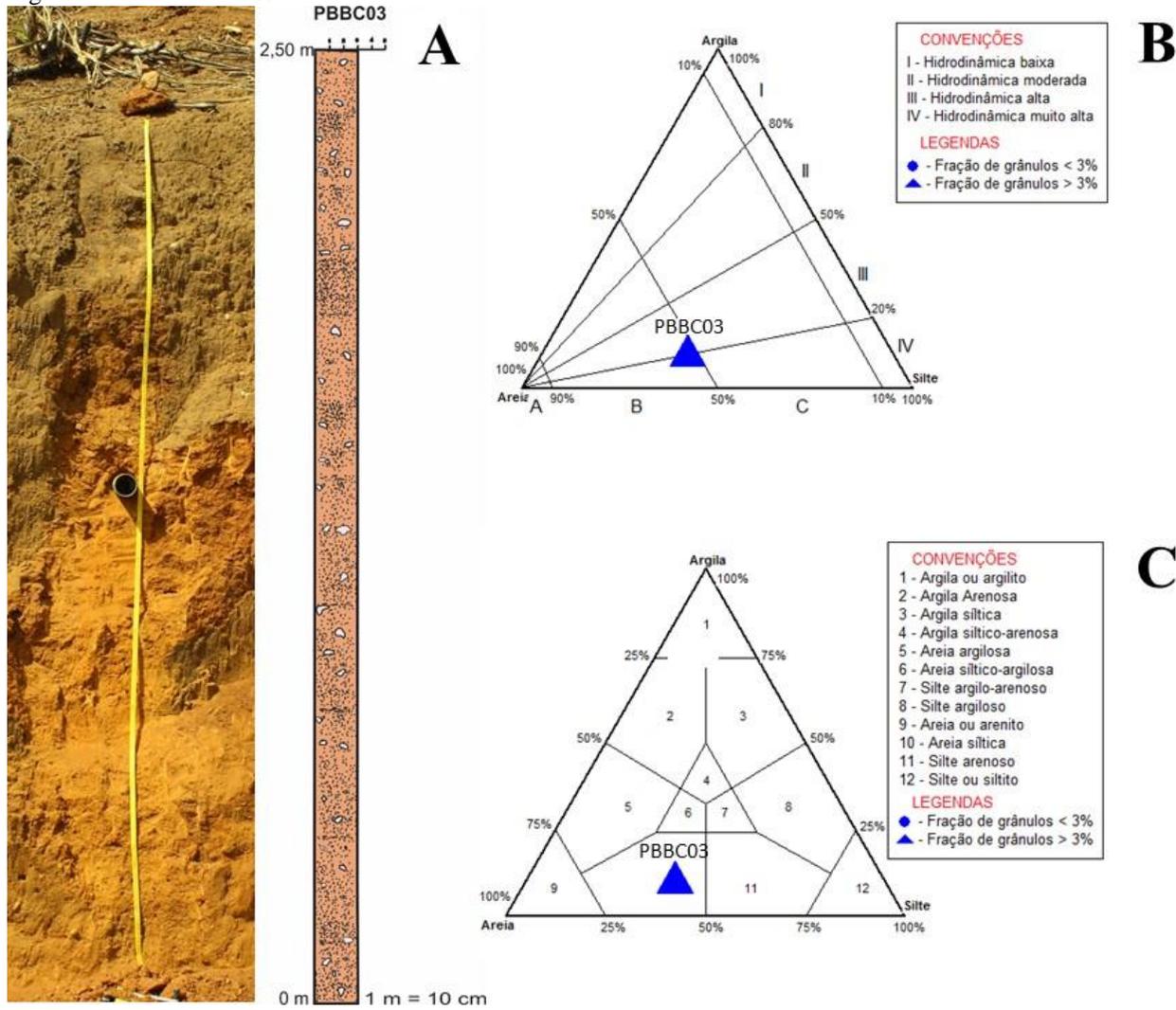
A morfoscopia da amostra coletada neste perfil expos uma composição de grãos heterogênea, majoritariamente constituída por grãos de quartzo que ocasionalmente aparecem revestidos por camada ferruginosa, como o ocorrido nas amostras anteriores. A pequena presença de ilmenita reflete a presença de resquícios do material parental. A

morfologia dos grãos da amostra PBBC03 é composta desde grãos prismoidais a grãos discoidais, sendo mais da metade (53%) de grãos com forma sub-discoidal, e na segunda maior proporção, grãos discoidais. O grau de arredondamento varia de muito angular a arredondado, estando a maior parte dos grãos entre os grupos sub-angular e sub-arredondado.

A maior parte dos grãos apresentam textura superficial brilhante e transparente, levando a crer que estes materiais contem minerais primários em abundância e que, a presença desses minerais no perfil só foi possível a partir do transporte curto, antes mesmo que os minerais pudessem ser intemperizados, enquanto que o grau de textura e opacidade demonstra que a área fonte deste sedimento está próxima à área deposicional.

Para os parâmetros de Folk e Ward (1957) os sedimentos deste ponto se classificam granulometricamente como areia muito fina, com o grau de seleção muito pobremente selecionado e de assimetria muito positiva, além do grau de curtose platicúrtica. Estas informações mostram que a amostra é composta por uma grande variação no tamanho das partículas, possuindo um leve predomínio das partículas nas frações grossas, característica ratificada pela curtose platicúrtica, indicando que a distribuição homogênea das amostras para as frações areia muito grossa, areia grossa, média, fina, muito fina, silte e argila.

Figura 41 - Perfil PBBC03.



Fonte: Autor, 2018.

Os dados obtidos a partir da espectrometria de fluorescência de raios-x denotam que o sedimento em questão não é menos amadurecido mineralogicamente, como as análises granulométricas indicaram, e sim, que sofreu carreamento das frações granulométricas mais finas, especialmente a fração argila. Esta constatação só foi possível por meio da análise do comportamento dos elementos móveis da amostra em relação ao ponto de controle PBPC (quadro 09), no qual os teores Zn apresentam valores irrisórios enquanto o Ca e o Na, sequer foram detectados. O elemento móvel que apresentou concentração significativa, foi o potássio, em virtude da proximidade do material parental do sedimento.

Quadro 09 - Concentração de elementos do ponto PBBC03.

	<b>PBBC03</b>	<b>PBPC</b>
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	Nd	0.1
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	47.6	23.4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	38.8	49.28
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1.18	6.81
<b>CaO</b>	Nd	0.26
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1.47	1.27
<b>V<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.07	Nd
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	10.7	8.38
<b>ZnO</b>	0.01	0.02
<b>ZrO<sub>2</sub></b>	0.05	0.08
<b>Valores Ki e Kr</b>		
<b>Ki</b>	0.82	3.58
<b>Kr</b>	0.67	2.946
<b>Razão Zr/Ti (x10<sup>2</sup>)</b>		
<b>Zr/Ti</b>	3.4	6.29

Fonte: Autor, 2018.

Para esta amostra são notáveis as altas concentrações de Alumínio e sílica, seguidas das concentrações de Fe e Ti (quadro 09). Estes valores se mostram bem aproximados aos das amostras PBBC02, com valores ultrapassando 10% para o teor de FeO<sub>3</sub> e inferiores a 40% para o SiO<sub>2</sub>, graças ao provável intemperismo prévio sofrido por estes sedimentos antes de serem transportados como colúvios.

Os índices Ki e Kr indicam uma aproximação maior com a amostra PBBC01A do que as amostras do perfil PBBC02, sendo todas classificadas como ferralíticas. Os números para a amostra PBBC03 sugerem que esta está num grau de intemperismo ligeiramente mais avançado do que a amostra PBBC01B e menos avançado que as amostras PBBC02A e PBBC02B.

A relação Zr/Ti demonstrou também que os materiais seriam pouco amadurecidos, nos aspectos mineralógico e geoquímico, tendo em conta a pouca mobilidade destes elementos frente ao intemperismo. Entretanto, os demais elementos detectados na amostra indicam que este depósito é bastante amadurecido e, como os elementos Zr e Ti comumente estão atrelados à fração argila, e se esta foi removida os elementos possivelmente também o foram e as outras análises se sobrepõem em relação a esta.

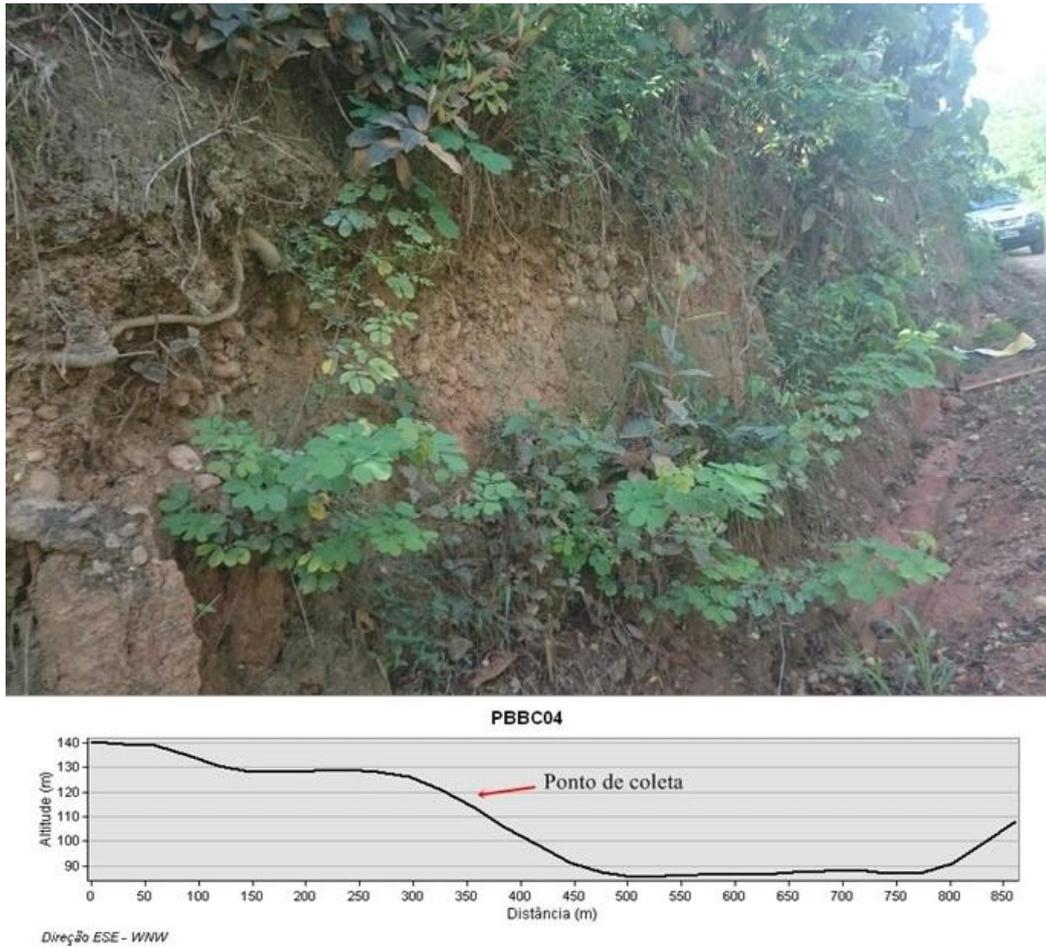
É notável os distintos graus de amadurecimento das amostras descritas até o momento, as evidências de transporte a curta distância vêm se confirmando para as três amostras descritas até então, a amostra PBBC02 figura como a mais amadurecida, seguida pelas amostras PBBC03 e PBBC01.

#### **5.4.4 Perfil Baixa Bacia do rio Capibaribe 04 (PBBC04)**

O último ponto de amostragem está situado a 120 metros de altitude sobre um corte de estrada às margens de uma estrada vicinal a nordeste do município de Paudalho, localizado à meia encosta do modelado pluriconvexo tabular revelado pelo transecto (figura 42). O desnível entre o ponto de coleta e o nível de base representado por uma drenagem de primeira ordem é de 35 metros. O depósito exhibe variação textural conforme o nível deposicional e cor avermelhada, ao longo de todo o perfil.

O perfil de coleta apresenta uma espessura de 2,10 metros (figura 43 - A) subdividido macroscopicamente em três unidades: a unidade base, com 0.60 metros de espessura e formada por um manto de alteração muito intemperizado, seguido por uma cascalheira matriz-suportada composta por clastos que vão de subangulares a arredondados com espessura de 0.60 metros, e, por fim um sedimento de textura mais fina de 0,90 metros de espessura. A cascalheira, apresenta estrutura deposicional condizente com a existência de um paleocanal. Os clastos dispostos em estrutura acanalada revelam grau de arredondamento condizente com depósitos de carga de fundo, além de, exhibir granodecrescência ascendente, indicando a ocorrência de diversos eventos deposicionais à medida que a energia se dissipava. A matriz da amostra PCBC04B foi classificada como silte arenoso (figura 43 - E), composta por 24.41% de cascalho, 23.47% de areia, 41.13% de silte e 11% de argila, o que reforça a ideia de um depósito de origem fluvial, corroborada pelo diagrama de hidrodinâmica (figura 43 - D), que aponta para uma formação do depósito relacionada ao limiar entre uma hidrodinâmica alta e muito alta.

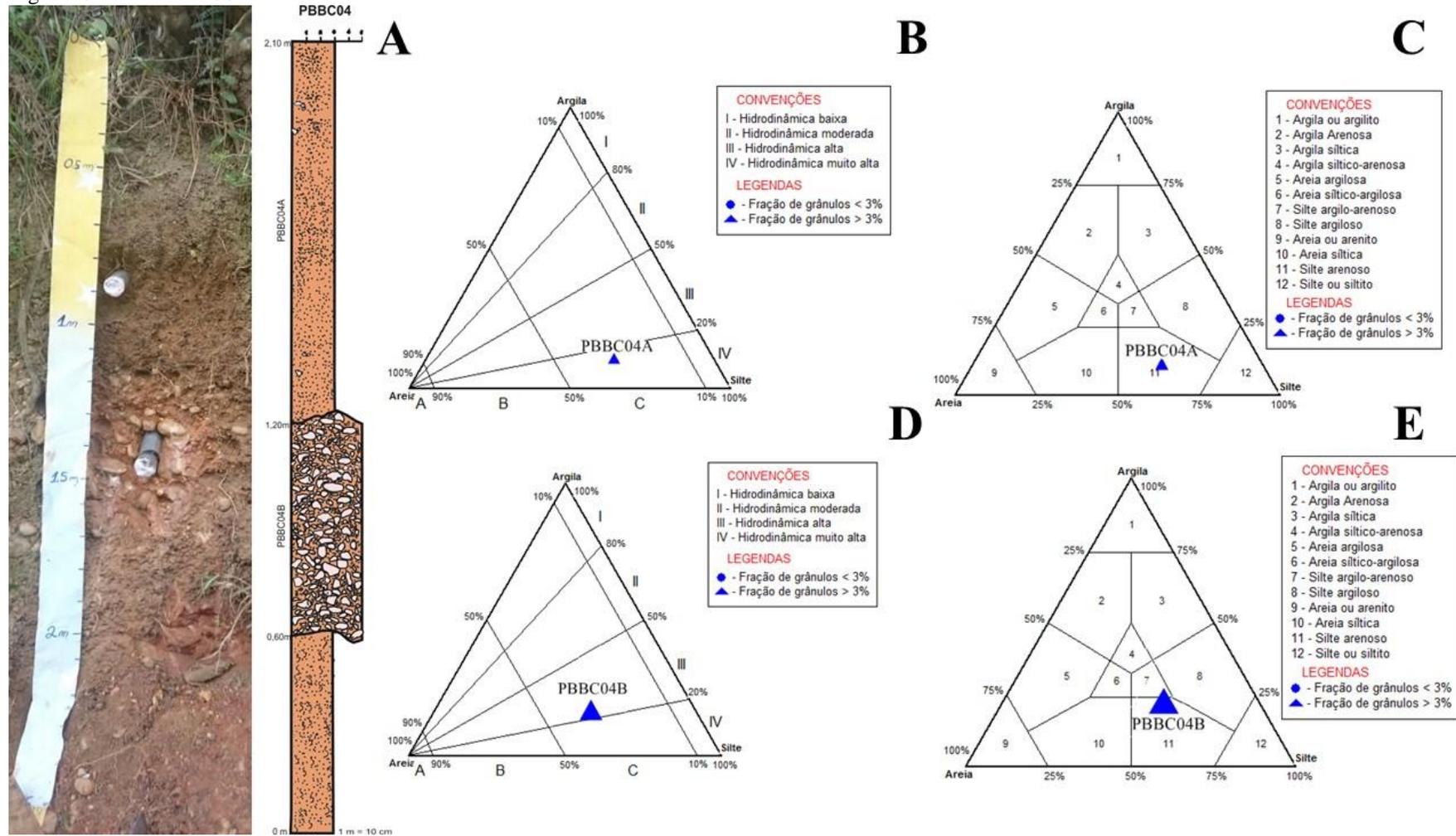
Figura 42 - Perfil de coleta PBBC04.



Fonte: Autor, 2018.

A camada da qual foi retirada a amostra PBBC04A apresenta 0.90 metros de espessura do topo da cascalheira até o topo do perfil, apresentando uma granulometria silto-arenosa (figura 43 - C), com porcentagens granulométricas de cascalho, areia, silte e argila de 2.63%, 30.25%, 57.97%, e 9.15%, respectivamente. Essas características conduzem à interpretação de que se trata um depósito de origem coluvial. O diagrama ternário (figura 43 - b) aponta para que o material foi transportado em regime de hidrodinâmica muito alta. Este fato em conjunto com a granulometria do material composto por 52,13% de finos, indicam que o sedimento coluvial possivelmente é resultado de uma corrida de lama.

Figura 43 - Perfil PBBC04.



Fonte: Autor, 2018.

Por meio da análise morfoscópica foi possível identificar que as amostras PBBC04A e PBBC04B são constituídas basicamente por grãos de quartzo, por vezes revestidas por uma camada ferruginosa, além de uma pequena quantidade de ilmenita. A amostra PBBC04B apresentou ínfima quantidade de muscovita em sua composição. Ambas são bastante heterogêneas quanto às formas, os grãos variam de muito angulosos a arredondados e de sub-prismoidais a discoidais. Ainda sobre a morfologia dos grãos, ambos exibiram grau de esfericidade bastante semelhantes, apresentando diferenciação mais acentuada no que diz respeito ao grau de arredondamento. As duas amostras exibiram composição majoritária de grãos transparentes.

As singularidades mais significativas dizem respeito à matriz da amostra PBBC04B, esta demonstrou pequenas diferenças que destacam a origem distinta dos dois materiais. Nesta amostra, há uma porcentagem dos grãos com grau de esfericidade discoidal mais acentuada, compatíveis com transporte fluvial. Por outro lado, a amostra PBBC04A exibiu grau de arredondamento superior frente aos grãos da amostra PBBC04B e opacidade levemente superior. Estas diferenças demonstram que o material do topo eventualmente sofreu retrabalhamento antes da sua deposição final.

Segundo a classificação granulométrica apresentada por Folk & Ward (1957) as amostras apenas possuem similaridade quanto à assimetria muito negativa. A amostra PBBC04A, além do já comentado, exhibe material muito pobremente selecionado, curtose muito platicúrtica e meio formativo de alta hidrodinâmica. Esses elementos oferecem indícios que reforçam a ideia de que este pacote de sedimentos se originou de uma corrida de lama, a qual, em algum momento, foi retrabalhada e recebeu material de diferentes fontes. A amostra PBBC04B, apresentou grau de curtose muito platicúrtica em função da grande porcentagem de cascalho, material extremamente mal selecionado em meio à hidrodinâmica alta. Ainda assim este depósito tem predomínio das frações mais finas, resultando em um grau de seleção extremamente mal selecionado, peculiaridades que sugerem que ocorreram alterações no ambiente deposicional, nas quais podem ter sido removidas parte das frações mais finas, em concordância com a classificação de silte grosso para a matriz. Essa dinâmica provavelmente foi resultado da evacuação dos finos por suspensão, depositando os clastos maiores na camada basal.

Quadro 10 - Concentração de elementos do ponto PBBC04.

	<b>PBBC04A</b>	<b>PBBC04B</b>	<b>PBPC</b>
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	Nd	Nd	0.1
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	46	50	23.4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	45.1	41.2	49.28
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1.1	1.2	6.81
<b>CaO</b>	Nd	Nd	0.26
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1.4	1.3	1.27
<b>V<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.05	0.08	Nd
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5.1	6.2	8.38
<b>ZnO</b>	0.006	0.005	0.02
<b>ZrO<sub>2</sub></b>	0.068	0.047	0.08
<b>Valores Ki e Kr</b>			
<b>Ki</b>	0.96	0.82	3.58
<b>Kr</b>	0.86	0.73	2.946
<b>Razão Zr/Ti (x10<sup>2</sup>)</b>			
<b>Zr/Ti</b>	4.87	3.73	6.29

Fonte: Autor, 2018.

No âmbito geoquímico, não foi detectada a presença de Ca, mas traços de Zn foram reconhecidas em quantidades bastante similares em ambas as amostras (quadro 10). Elementos como sódio (Na) e magnésio (Mg) não foram identificados, o único elemento de relativa mobilidade que apresentou uma concentração significativa foi o potássio (K), com sutil crescimento na concentração na amostra PBBC04B em relação à amostra PBBC04A, reflexo da presença de ilmenita, material primário, evidenciada pela análise morfooscópica.

As amostras são caracterizadas pela alta concentração de sílica (Si), alumínio (Al) e ferro (Fe), dispondo também de valores aparentes para a concentração de Titânio (Ti), com leve aumento para a amostra PBBC04A e resultados superiores em relação ao ponto de controle, indicativo de acréscimo de material alóctone em ambas as amostras. No caso das amostras deste perfil, percebe-se que as quantidades de Fe e Al são inferiores na amostra PBBC04A em relação à amostra PBBC04B (quadro 10). As concentrações de sílica são superiores a 40% em ambas as amostras, sendo levemente mais baixa na amostra PBBC04B, decorrente do carreamento dos materiais em suspensão durante o regime fluvial ativo. O aumento de sílica nas amostras é dado pelo pouco amadurecimento geoquímico e, no caso da amostra PBBC04B, acentuado pela acumulação residual de areia no depósito possivelmente pela eluviação da fração argila.

Considerando que a fração argila é composta pelos elementos móveis, a concentração desses dois materiais analisados indicam que são de fato eventos deposicionais distintos e que o material coluvial PBBC04B está num processo de intemperismo mais evoluído que o material PBBC04A. Entretanto, adotando a premissa de que o depósito que a recobre (PBBC04A) seria

mais jovem, então pode-se afirmar que o material da amostra PBBC04A possivelmente passou por um processo de intemperismo prévio antes da sua deposição na área atual.

Os índices  $K_i$  e  $K_r$ , aplicados para o estabelecimento da evolução intempérica dessas amostras, demonstraram que a amostra PBBC04A é classificada como alítica, enquanto que a amostra PBBC04B é considerada como feralítica. Tal classificação indica que a amostra PBBC04A é geoquimicamente menos amadurecida que a matriz do outro ponto amostrado e quando correlaciona os índices  $K_i$  e  $K_r$  das amostras com os índices calculados para o ponto de controle, fica ainda mais evidente os graus de amadurecimento.

Através da sobreposição dessas informações é possível inferir que o perfil PBBC04 é formado por duas unidades deposicionais de dinâmicas distintas, sendo a unidade inferior decorrente de transporte e sedimentação fluvial, enquanto a unidade superior tem provável origem coluvial retrabalhada, similares aos processos ocorridos no ponto PBBC01 e sendo ainda menos amadurecida mineralogicamente.

Ante o exposto, fica evidente a desigualdade no grau de amadurecimento das amostras, mesmo ao se tratar dos depósitos coluviais das amostras PBBC01A, PBBC02A, PBBC02B, PBBC03 e PBBC04A inseridas em um único contexto litológico e inclusos na mesma bacia hidrográfica. Essa associação pode indicar que os processos de transporte e deposição dos materiais na paisagem ocorrem após a criação de espaços de acomodação fornecidos pelo controle geotectônico, pela disponibilidade de materiais para serem carreados e, essencialmente, pela dinâmica climática atuando antes, durante e depois do processo deposicional.

## 6 CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS E FORMAÇÃO DA COBERTURA SEDIMENTAR

### 6.1 EVIDÊNCIAS DO TRANSPORTE DOS MATERIAS NA BAIXA BACIA DO CAPIBARIBE

Em função da caracterização química e física dos materiais que formam as coberturas sedimentares estudadas e as conseqüentes evidências morfológicas, granulométricas e geoquímicas, pode-se inferir que os perfis PBBC01 e PBBC04 são estruturados por linhas de pedras que tratam-se de paleocanais aprisionados em meia encosta e recobertos por colúvios. Para o perfil PBBC02, constatou-se que a linha de pedra é formada pela degradação *in situ* de um veio de quartzo sobreposto ao saprolito e recoberto por colúvio, enquanto o perfil PBBC03 é composto por um único processo de coluvionamento no qual não foi possível identificar o manto de alteração subjacente.

O elemento morfológico mais preponderante que aponta para o transporte de materiais na encosta seria a existência de linhas de pedras, uma vez que, essas estruturas não são condizentes com o desenvolvimento *in loco* desses materiais superficiais, sendo as cascalheiras marcadores das discordâncias entre os materiais transportados.

Por meio da verificação das evidências reveladas pela fração grossa dos sedimentos (>2mm) há elementos que atestam a ocorrência de transporte de material que havia se concentrado nas cascalheiras assim que os finos sofreram carreamento pelo escoamento superficial. Como as frações silte/argila tendem a se acumular de maneira que o material mais argiloso se deposite na base e o mais arenoso no topo, essas frações atuam como indicadores das discordâncias entre os materiais do topo e da base do perfil.

O acúmulo de areia no topo das camadas sedimentares é comumente relacionado aos processos pedológicos de eluviação das frações mais finas e/ou até mesmo o carreamento lateral dessas frações, ou ainda, podem indicar processos de deposição distintos (D. BROWN *et al*, 2004b). Nos sedimentos em análise, a falta de indícios que apontem para a ocorrência de tais processos pedogenéticos em associação com os dados geoquímicos expostos, assinala que a ocorrência de processos deposicionais suplanta a explicação de uma formação dos perfis por evolução pedogenética contínua em um perfil. Dessa maneira, a erosão produzida pelo escoamento superficial figura como responsável pela retirada dos finos em pacotes sedimentares localizados no topo dos perfis deixando-os mais arenosos.

A distinção entre o comportamento da distribuição dos elementos estáveis no perfil serviu de evidência química que aponta para uma deposição com gradação textural. As

diferenças texturais são demarcadas pelas discordâncias entre as tendências entre Fe, Ti e Zr, e por vezes, pelo Al, além da inversão no comportamento dos elementos “imóveis” atrelados às frações mais finas que delimitam diferenças texturais.

A relação zircônio e titânio também atesta o transporte de materiais. Todos os elementos delimitam descontinuidades, mesmo nos perfis de origem semelhante, sendo assim considerado o melhor marcador de descontinuidades. O perfil PBBC01B exibiu um comportamento distinto, levando à interpretação de que houve o acréscimo de material externo.

Assim, a assinatura geoquímica em consorcio com as caracterizações químicas e físicas dos sedimentos, são capazes de indicar com clareza a origem alóctone dos materiais que se sobrepõem às cascalheiras basais, mesmo quando o transporte se dá a curta distância.

Apesar deste estudo não ter se debruçado em realizar análises metodológicas de cunho temporal mais detalhadas, como datação de sedimentos por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), é certo que os sedimentos em análise são de origem alóctone, salvo a cascalheira do perfil PBBC02B.

## 6.2 IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Os resultados dessa pesquisa em conjunto com outros estudos já realizados na região concorrem para o entendimento do desenvolvimento geomorfológico da área estudada e do Piemonte da Borborema, assim como dos depósitos investigados. Esta pesquisa, através da identificação da dinâmica deposicional da BBRC, apontou para uma morfogênese condicionada inicialmente a controles estruturais subordinados à abertura do Oceano Atlântico e à consequente flexura de borda continental responsável pelas inflexões topográficas no Planalto da Borborema e seu entorno. Basculamentos, formação de horsts e grábens e a subordinação do regime fluvial da área são reflexos da supracitada flexura de borda. Apesar da importância evolutiva desse contexto tectonoestrutural, este por si só, não oferece cenário capaz de definir a complexa hierarquização da paisagem atual.

Por meio da compartimentação da paisagem realizada através do mapeamento morfoestrutural foi possível notar que cada bloco, apesar de estar inserido em um contexto tectonoestrutural comum, possui especificidades distintas, desde blocos recobertos por sedimentação neogênica, passando por mantos de alteração significativos e relevos residuais bastante dissecados. A definição de idade para a individualização desses blocos configura-se ainda como o maior impedimento para o enquadramento desses materiais de cobertura conquanto sedimentação quaternária. Os registros da presença de paleocanais em conjunto com

a datação absoluta dos materiais poderiam confirmar uma possível reativação tectônica no decorrer do Pleistoceno.

Seguindo este raciocínio podemos apontar algumas correlações para as coberturas sedimentares encontradas na BBRC. Os perfis PBBC01 e PBBC04 situados a alta e média encosta, respectivamente, foram os perfis que apresentaram evidências de cursos fluviais pretéritos, destoando significativamente em elevação do atual nível de base local. Ambos os perfis circundam o rio Capibaribe em seu baixo curso e estão subordinadas a tributários do mesmo. Este cenário aponta para um possível evento de soerguimento e/ou abatimento de blocos acarretando no abandono e inumação dos cursos fluviais de menor ordem, inversão do relevo e dissecação do bloco soerguido. Silva (2016) aborda tal dinâmica fluvial para o curso do próprio rio Capibaribe e afirma que em consequência dessa dinâmica o rio sofreu proeminente inflexão do seu trajeto.

Os depósitos da área de estudo estão estruturados em blocos morfoestruturais distintos, fortalecendo a ideia de uma paleo-superfície total ou parcialmente encoberta de sedimentos que posteriormente foi soerguida e fraturada de maneira diferencial, resultando nas singularidades apresentadas nos perfis amostrais.

Para além dos fatores tectônicos na formação dos modelados e dos registros encontrados na área, as flutuações climáticas ao longo do quaternário devem ser levadas em consideração, uma vez que a formação das cascalheiras ao longo dos eixos dos paleocanais refletiriam regimes climáticos de maior torrencialidade. A alternância de dinâmicas climáticas de intensidades distintas se faz notável por meio das discontinuidades apresentadas nos perfis.

Nesta linha de raciocínio, no tocante à gênese e evolução dos depósitos do baixo curso do rio Capibaribe, pode-se propor as seguintes hipóteses com base nos dados analisados: todos os fluxos de detritos e de lama foram transportados em ambiente de alta energia; a atual posição das cascalheiras não é compatível com o nível de base local da atual rede de drenagem; a drenagem da bacia como um todo transmite o legado de pulsos tectônicos pretéritos responsáveis pelo comando dos modelados e dos canais fluviais.

Assim, alternâncias dos regimes tectônicos em associação aos climáticos reverberam sobre o balanço entre a erosão e a sedimentação, as duas dinâmicas provavelmente atuaram ao longo do Quaternário na BBRC e reconfiguraram os arranjos estruturais e de drenagem da área estudada.

## 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Em função das análises químicas e físicas e das características morfológicas e granulométricas identificadas nos materiais que compõem as coberturas sedimentares da área estudada, foi possível asseverar que os pacotes que estão sobre as cascalheiras são, de certo, de origem alóctone, assim sendo, as linhas de pedra constituem indicadores de processos erosivos diferenciais.

O comportamento dos elementos tidos como “imóveis” (Al, Fe, Ti e Zr), possuem peculiaridades claramente atrelados às desigualdades texturais relacionadas aos processos sin- e pós-deposicionais sofridos pelo material em análise; desde a sua alteração *in loco*, passando pela dinâmica de transporte e deposição e a retomada da pedogênese pós-deposicional. O estudo da tendência da variação desses elementos frente aos pontos de controle possibilitou a identificação de comportamentos distintos entre os elementos “imóveis”, evidenciando descontinuidades erosivas, reflexo de transporte de materiais ao longo do perfil, mesmo que este transporte tenha ocorrido a curta distância, como o verificado em todo o trabalho.

Ainda no âmbito das análises químicas dos sedimentos, a razão Zr/Ti serviu para evidenciar as descontinuidades erosivas em associação com os dados morfológicos e granulométricos, destacando os processos de transporte envolvidos em cada perfil analisado, mesmo a curta distância.

Todo o leque de dados gerados por esse trabalho em associação com a modelagem digital da área estudada, foram de suma importância para o desenvolvimento das interpretações acerca da evolução geomorfológica, de maneira a indicar possíveis atuações de dinâmica neotectônica nos compartimentos de relevo delimitados ao longo da pesquisa.

Frente ao exposto, as feições em escarpas, vales lineares, anfiteatros de erosão possivelmente indicam processos recentes de caráter tectônico, através de reativação de falhas normais e transcorrentes, responsáveis por comandar basculamentos de blocos e, como consequência, controlar a deposição e disposição dos sedimentos na baixa bacia do rio Capibaribe. Restam como exemplos dessa dinâmica, apresentados neste trabalho, os dados que apontam para a existência de planícies aluviais abandonadas pela drenagem e os paleocanais encontrados a alta e médias encostas.

## REFERÊNCIAS

AB SÁBER, A.N; BIGARELLA, J.J. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar. **Boletim Paranaense de Geografia** n.4/5 p94-110, 1961.

AB'SABER, A. N. Significado geomorfológico da rede hidrográfica do Nordeste oriental brasileiro. **Notícia Geomorfológica**, v. 2, p. 35-40, 1956.

AB'SABER, A. N. Os mecanismos da desintegração das paisagens tropicais no Pleistoceno: efeitos paleoclimáticos do período Würm-Wisconsin no Brasil. **Inter-Fácies Escritos e Documentos**, v.4, p.1-11, 1979.

ACCIOLY, A. C. A. **Geologia, Geoquímica e Significado Tectônico do Complexo Metanortositico de Passira – Província Borborema – Nordeste Brasileiro**. São Paulo, SP. 168f. 2000. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 2000.

ADAMS, G. **Planation surfaces**. Downen, Pennsylvania: Hutchinson & Ross. 1975.

ALHEIROS, M. M. **Riscos de escorregamentos na Região Metropolitana do Recife**. Salvador, BA. 1998. 120f. Tese de Doutorado – Universidade Federal da Bahia, 1998.

AMUS, H. E. & CARVALHO, J. C. Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do Nordeste do Brasil (Sergipe-Alagoas e Pernambuco-Paraíba). **Projeto Remac – Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES, v. 4, p. 1-24, 1978.

ANDRADE, G. O. **A superfície de aplainamento pliocênica do Nordeste do Brasil**. Universidade do Recife, Diretoria Acad. Da Faculdade de Filosofia, 1958, 44 p.

ANDRADE, G. O. Gênese do relevo nordestino: estado atual dos conhecimentos. **Revista de Estudos Sedimentológicos**, v. 2, n. 3, p. 1-13, 1968.

ALHEIROS, M. M. & LIMA FILHO, M. A Formação Barreiras. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. **Estudos Geológicos - série B, Estudos e Pesquisas**, Recife: UFPE/DEGEO, v.10, p.77-88, 1991.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977. Campina Grande – PB, **Atas...** Campina Grande: SBG, Núcleo Nordeste. p.363-391, 1977.

ALMEIDA, F. F. M.; LEONARDOS, O. H.; VALENÇA, J. Review on granitic rocks of Northeast South America. In: SYMPOSIUM ON NORTHEAST SOUTH AMERICA GRANITES, 1, 1967. Recife – PE. **Resumes...** Recife: IUGS/UNESCO, 1967, 41p.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, v.17, p.1-29, 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, 2000.

ANDRADE, G. O. & CALDAS LINS, R. Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil. **Arqu. Inst. Cienc. da Terra**, Recife, v. 3/4, p. 17-27, 1963.

ANDRADE, G. O. & LINS, R. C. Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil. **Arquivos do Instituto de Ciências da Terra da Universidade do Recife**, v. 3(4), p.17-28, 1965.

ANGELIER, J. Lá néothectonique cassant et as place dans um arc insulaire: l'arc égén meridional. **Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.**, v. 18, p. 1257-1265, 1976.

ARAI, M. Grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP: Série Científica**, v.6, n.2, p.1-6, 2006.

ARCHANJO, C. J.; OLIVER, P.; BOUCHEZ, J. L. Pluton granitiques du Serido (Ne Brésil): écoulement magmatique parallèle à la chaine révéle par leur anisotropie magnétique. **Bull. Soc. Geol. France**, v.163, p.509-520, 1992.

ARRUDA, E. M. **Caracterização dos ambientes deposicionais na bacia do Ribeirão Entupido, Complexo Alcalino do Passa Quatro, Estado de São Paulo**. Rio Claro, SP. 2004. 174f. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual Paulista, 2004.

ARRUDA, E. M.; MENDES, I. A.; CORRÊA, A. C. B. Caracterização dos ambientes deposicionais recentes na bacia do Ribeirão Entupido, maciço alcalino do Passa Quatro, SP. In: MENDES, A. A.; LOMBARDO, M. A. (Org.). **Paisagens geográficas e desenvolvimento territorial**. Rio Claro: Ageteo, p.155-174, 2005.

ASLAN, A. Fluvial environments. In: Elias, S. e Mock, C. (Org.). **Encyclopedia of Quaternary Sciences**. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, p. 672-685, 2007.

ASSUMPCÃO, M. The regional intraplate stress field in South America. **Journal of Geophysical Research**, v.97, p.889-903, 1992.

BARBOSA, J. A.; SOUZA, E. M.; LIMA FILHO, M. F.; NEUMANN, V. H. A estratigrafia da Bacia da Paraíba: uma reconstituição. **Estudos Geológicos**, UFPE, v. 13, p.89-108, 2003.

BARBOSA, J. A. **Evolução da Bacia Paraíba durante o Maastrichiano-Paleoceno, Formação Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil**. Recife, PE. 2004. 219f. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal de Pernambuco, 2004.

BARRETO, A. M. F. **Interpretação Paleoambiental do Sistema de Dunas Fixadas do Médio São Francisco, Bahia**. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade de São Paulo, São Paulo, 174p, 1996.

BEHLING, H. et al. Late Quaternary vegetational and climatic dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quaternary Science Reviews**, v.19, p 981-994, 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. **Journal of South American Earth Sci.**, v.14, p.61-75, 2001.

BEZERRA, F. H. R.; BRITO NEVES, B. B.; CORRÊA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene tectonical-geomorphological development within a passive margin – The Cariata trough northeastern Brazil. **Geomorphology**, 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. **Tectonophysics**, v.510, p.269-290, 2011.

BEURLIN, K. O Turoniano marinho do Nordeste do Brasil. **Bol.Soc.Bras. de Geologia**, v.16, n.1, p.43-54, 1961.

BEURLIN, K. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. In: XXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, 1967. Curitiba. **Anais...Curitiba: SBG**, p. 151-158, 1967.

BIGARELLA, J. J & AB'SABER, A. N. Paleogeographische und Paleoklimatische aspekte des Kaenoziokums in Suedbrazilien, **Z. Geomorfo.**, Berlim, v. 8, p. 286-312, 1964.

BIGARELLA, J. J. & ANDRADE, G. O. Contribution to the study of the brasilian Quaternary. In: International studies of Quaternary. **Geol. Soc. Amer. Special Papers**, v. 84, 1965.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Ed. UFSC, v.1, 1994, 425p.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Ed. UFSC, v. 3, 2003.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. 2. ed. Florianópolis: Ed. da UFSC, 2007.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D. e SANTOS, G. F. **Estrutura e Origem das Paisagens tropicais e Subtropicais**. 2. ed. Florianópolis: Editora da UFSC, v. 1, 2008.

BIRKELAND, P. W. **Soils and Geomorphology**. New York: Oxford University Press, 1999, 372p.

BISTRICHI, C. A. **Análise estratigráfica e geomorfológica do Cenozóico da região de Atibaia-Bragança Paulista, Estado de São Paulo**. Rio Claro, SP. 184f. 2001. Tese de Doutorado – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

BOGGS, A. **Principles of sedimentology and stratigraphy**. New Jersey: Pearson Prentice Hall. 2006. 676p.

BRAJNIKOV, B. Essai sur la tectonique de la région al est de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brésil. **Bull. Soc. Géol. France**, v. 17, p. 321-335, 1847.

BOKHORST, M. P.; BEETS, C. J.; MARKOVIC, S. B.; GERASIMENKO, N. P.; MATVIISHINA, Z. N.; FRECHEN, M. Pedo-chemical Climate proxies in Late Pleistocene Serbian-Ukrainian loess sequences. **Quaternary International**, v.198, p.113-123, 2009.

BRÄUNING, A. Climate variability of the tropical Andes since the late Pleistocene. **Advances in Geosciences**, v.22, p.13-25, 2009.

BRASILINO, R. G. & MIRANDA, A. W. A. caracterização litogeoquímica do Complexo Salgadinho na Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB.24-Z-D-IV), Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 13. Gramado – RS. 2011. **Resumos...** Gramado: Soc. Bras. De Geoquímica, p.832-835, 2011.

BRIGGS, C. A. D.; BUSACCA, A. J.; MCDANIEL, P. A. Pedogenic processes and soil-landscape relationships in North Cascades National Park, Washington. **Geoderma**, v.137, p.192-204, 2006.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; SANTOS, E. J. Geocronologia da Província Borborema: os fatos e as questões abertas. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE**, 16, Recife. 1995a. Boletim... Recife, SBG/NE, v.14, n.2, p.410-413, 1995.

BRITO NEVES, B. B. América do sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrecionário andino. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7, 1999, Salvador – BA. **Anais...** Sociedade Brasileira de Geologia, p.11-13, 1999.

BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: Cordani, U., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America, Proceedings of the 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, pp. 151–182, 2000.

BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J. O sistema Pajeú-Paraíba e o maciço São José do Campestre no leste da Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, p. 1-15, 2001a.

BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; VAN SCHMUS, W. R.; FERNANDES, T. M. G.; SOUZA, S. O. O terreno Alto Moxotó no leste da Paraíba (maciço Caldas Brandão). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, p. 16-31, 2001b.

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, série científica**, v.1, p.59-78, 2001c.

BRITO NEVES, B. B.; RICCOMINI, C; FERNANDES, F. M. C.; SANT’ANNA, L. G. O sistema trafo gênico terciário d saliente oriental nordestino na Paraíba: um legado Proterozóico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n.1, p.127-134, 2004.

BRITO NEVES, B. B.; ALBUQUERQUE, J. P. T.; COUTINHO, J. M. V.; BEZERRA, F. H. R. Novos dados geológicos e geofísicos para a caracterização geométrica e estratigráfica da Sub-bacia de Alhandra (Sudeste da Paraíba). **Geologia USP: Série Científica**, v.6, n.2, p.71-80, 2009.

BRITO NEVES, B. B.; SPRÖESSER, W. M.; PETRONILHO, L. A.; SOUZA, S. L. Contribuição à Geologia e à Geocronologia do Terreno Rio Capibaribe (TRC, Província Borborema). **Revista do Instituto de Geociências – USP, Série Científica**, São Paulo, v.13, n.2, p.97-122, 2013.

BROWN, R. W., GALLACHER, K., GLEADOW, A. J. M.; SUMMERFIELD, M. A. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America. In: SUMMERFIELD, M. A. (Ed.). **Geomorphology and Global Tectonics**. Wiley: West Sussex, p.255-282, 2000.

BROWN, D. J. CLAYTON, M. K.; MCSWEENEY, K. Potential terrain controls on soil color, texture contrast and grain size deposition for the original catena landscape in Uganda. **Geoderma**, v.122, p.51-72, 2004b.

BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T. **Handbook for soil thin section description**. England: Wayne Research Publications, 1985. 152p.

BUTT, C. R. M.; LINTERN, M. J. & ANAND, R.R. Evolutions of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain – implications of geochemical exploration. **Ore Geology Reviews**, v.16, p.167-183, 2000.

CASTRO, C. Morfogênese e sedimentação: evolução do relevo do Nordeste e seus depósitos correlativos. **Notícia Geomorfológica**, v.19, n.37/38, p. 3-27, 1979.

CASTRO, S. S. Micromorfologia de solos aplicada ao diagnóstico de erosão. In: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M. **Erosão e conservação dos solos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p.127-163. 1999.

CASTRO, S. S. **Micromorfologia de solos: bases para a descrição de lâminas delgadas**. Campinas/Goiânia: UNICAMP/UFG, 2008. 143p.

CAMPY, M & MACAIRE, J. J. **Géologie des formations superficielles: géodynamique – faciès – utilisation**. Paris: Masson, 1989, 443p.

CARMONA, Luis Christian De Montreuil. **Geologia, geoquímica e avaliação econômica do migmatito “Rosa Imperial”, domínio meridional da província Borborema, Nordeste brasileiro**. 202f, 2002. Dissertação de Mestrado em Geociências – Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

CHEREM, L. F. S. **Análise morfométrica da bacia do Alto rio das Velhas – MG**. Belo Horizonte, MG. 2008. 111f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, 2008.

CHIESSI, C. M. **Tectônica Cenozóica do Maciço Alcalino do Passa Quatro (SP-MG-RJ)**. 117f. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 2 ed., 1980, 188p.

CHRISTOFOLETTI, A. A variabilidade espacial e temporal da densidade de drenagem. **Not. Geomorfológica**, v.21, n.42, p.3-22, 1981

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folhas Natal/Recife. 2007. Disponível em <http://geobank.cprm.gov.br/>.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Folha Caruaru (SB -25 -V -A – I **Programa Geologia do Brasil – Relatório técnico, Etapa Final**. Ministério de Minas e Energia/UFPE, 2010, 48p.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Folha Cabedelo (SB -25 -Y -A – VI). In: NEUMANN, V. H. M. L.; GUERRA, N. C.; MELO, C. B.; MENEZES FILHO, J. A.; LIMA, R. P. **Programa Geologia do Brasil – Relatório técnico, Etapa Final**. Ministério de Minas e Energia/UFPE, 2014, 48p.

CRANDALL, R. **Geografia, geologia, suprimento d'água, transportes e açudagens**. Rio de Janeiro: I. F.O.S., n.10, 1910.

CREMONINI, O. A. & KENDER, G. D. Reativação Mesozoica da Bacia Potiguar. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 6, 1995, Natal. **Anais...** Natal: SBG, Núcleo Nordeste, p.181-184, 1995.

CRUZ, L. O. M. **Assinatura Geoquímica de unidades coluviais da bacia do Córrego do Rio Grande – Depressão de Gouveia/MG**. Belo Horizonte, MG. 152f. 2006. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal de Minas Gerais, 2006.

CRUZ R.F.; ACCIOLY A.C.A. Idade e litogeoquímica do Metagranitoide Caldeirão Vermelho (Parnamirim, PE), Zona Transversal, Província Borborema. Recife. **Estudos Geológicos**. 2012.

COHEN, J.; CAVALCANTI, I F.A; BRAGA, R.H.M.; NETO, L.S. Linhas de Instabilidade da costa N-NE da América do Sul. 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.

CORRÊA, A. C. B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. Rio Claro, 386p. Tese de Doutorado IGCE, UNESP. 2001.

CORRÊA, A. C. B. & MENDES, I. A. O problema das superfícies de erosão: novas abordagens conceituais e metodológicas, **Revista de Geografia DCG/UFPE**, v. 18, n. 2, p.70-86, 2003.

CORRÊA, A. C. de B.; SILVA, D. G. da. e MELO, J. S. Utilização dos depósitos de encostas dos brejos pernambucanos como marcadores paleoclimáticos do quaternário tardio no semi-árido nordestino. **Mercator**, Fortaleza, CE, v. 7, n. 14, p. 99-125, 2008.

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, v. 31, n.1/2, p.35-52, 2010.

CZAJKA, W. Estudos geomorfológicos no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 20, p. 135-180, 1958.

DAMUTH, J. E.; FAIRBRIDGE, R. W. Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and Ice-age aridity in tropical South America. **Bulletin of the Geological Society of America**, v.81, p.189-206, 1970.

DE MARTONNE, E. Problemas Morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**. Ano V, N.º 4, p. 3-30 (1.º parte). 1943.

DEMANGEOT, J. Ensaio sobre o relevo do Nordeste brasileiro. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v.4, n.7/8, p.11-23, 1961.

DEMEK, J. (Ed) **Manual of detailed geomorphological mapping**. Praga: Comm. Geomorph. Surv. Mapping. IGU, 1972. 368p.

DEMEK, J.; EMBLETON, C. **Guide to medium-scale geomorphological mapping**. Stuttgart: International Geographical Union, Commission on Geomorphological Survey and Mapping, 1978. 348p.

DRESCH, J. Les problèmes morphologique du Nord-Est Brésilien. **Bull. Ass. Geog. Français**, v. 263/264, p. 48-59, 1957.

ERHART, H. **La genése des soils en tant que phenomene géologique**. Paris: Masson, 1956.

ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços neoquaternários no Vale do rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. Rio Claro, SP. 336f. 2v. 2000. Tese de Doutorado - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000

ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; CASADO, F. Análise morfoestrutural aplicada no vale do Rio do Peixe (SP) São Paulo, uma contribuição ao estudo da neotectônica e da morfogênese do Planalto Ocidental Paulista. **Revista Universidade Guarulhos, Geociências**, n. 6, p. 45-62, 2005.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J. Análise de bacia aplicada à prospecção de água subterrânea no planalto acidental paulista, SP. **Geociências**, São Paulo: UNESP, v.26, n.3, p.229-247, 2007.

FERREIRA, B., CORRÊA, A. C. de B. e BARRETO, A. M. F. Depósitos eólicos inativos do sub-médio São Francisco, evidências de atividade eólica durante o Pleistoceno, Pernambuco, nordeste do Brasil. **Sociedade & Natureza**, Uberlândia, 25 (2): 363-378, 2013.

FERREIRA, V. P.; SIAL, A. N.; JARDIM DE SÁ, E. F. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terrains of the Borborema structural Province, northeastern Brazil. **Journal South American Earth Sci.**, v.11, p.439-455, 1998.

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.

FITZPATRICK, E. A. **Soil microscopy and Micromorphology**. New York: John Willey & Sons, 1993. 304p.

FRANÇOLIN, J. B. L.; COBBOLD, P. R.; SZATMARI, P. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brasil) and its significance for the opening of the Atlantic. **Journal of structural geology**, v. 16, p. 647-661, 1994.

FREITAS, R. O. **Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil**. FFCL/USP, Bol. 130, Série Geol., n.6, 120p., 1951.

FRIEDRICH, G.; MARKER, A. & KANIG, M. Heavy mineral surveys in exploration of lateritic terrain. In: BUTT, C. R. M. & ZEEGERS, H. (ed.) **Handbook of exploration geochemistry: regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains**. v.4. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Science Publishers B. V., p.481-498, 1992.

FRYE, J.C.; WILLIMAN, H. B. Morphostratigraphic units in Pleistocene stratigraphy. **Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull**, v. 46, p.112-113, 1962.

FRYIRS, K.; GORE, D. Sediments tracing in the upper Hunter catchment using elemental and mineralogical compositions: implications for catchment-scale suspended sediment (dis)connectivity and management. **Geomorphology**, v.193, p.112-121, 2013.

FOLK, R.L. e WARD, W. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of sedimentary research**, v.27, 3-26. 1957.

FONSECA, D. N. & CORREA, A. C. B. Uso de MDE na extração de lineamentos para detecção de reativações neotectônicas na bacia do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional, MG **Anais do XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Curitiba, PR. 2011.

FONSÊCA, D. N. **Reconstrução da paisagem geomorfológica através da assinatura geoquímica dos eventos deposicionais da bacia do rio Capibaribe-Mirim, Pernambuco**. Recife, PE. 167f. 2012. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, 2012.

FONSÊCA, D. N.; CORREA, A. C. B. . **O índice relação declividade versus extensão (RDE) na bacia do rio Capibaribe-mirim, Pernambuco, como auxílio na detecção de deformações neotectônicas.** In: XIV CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DOS ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 2013, Natal. ANAIS DO XIV CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DOS ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 2013.

FONSECA, D. N., CORREA, A. C. B., SILVA, A. C. Compartimentação Geomorfológica da Região Metropolitana do Recife (RMR) a partir da análise morfoestrutural. **Geo UERJ**, Rio de Janeiro v. 29, p. 201-219, 2016.

FORTES, F. P. Tectônica de teclas da Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34. Goiânia. **Anais.** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 1145-1159, 1986.

GALE, S. J. & HOARE, P. G. **Quaternary sediments: petrographic methods for the study of ulithified rocks.** Londres: Bethaven Press, 1991, 318 p.

GALVÃO, D. C.. **Reconstrução paleoambiental a partir dos colúvios do entorno da Lagoa do Puiu, Município de Ibimirim – Pernambuco.** Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 2012, 130p.

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

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.

GUIMARÃES, I. P. & SILVA FILHO, A. F. Shoshonitic granitóides of the Borborema Province, NE Brazil. In: HUTTON SYMPOSIUM, 3, 1995, Maryland. **Abstracts...** USGS, 1995, 60p.

GUIMARÃES, D. **Arque-Brasil e sua evolução geológica.** DFPM/DNPM, Bol. 88, 341 p., 1951.

GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C. Análise digital de terreno e evolução de longo-termo de terreno do centro-leste brasileiro. **Geologia USP**, série científica, v.12, p.129-150. 2012.

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

GOMES, H. A. **Geoquímica e contexto tectônico de Leucogranitos peraluminosos do batólito Bonito-Gameleira, Domínio Pernambuco-Alagoas, Província Borborema, NE do Brasil**. Tese. Doutorado em Geociências. Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 2007. 217p.

GOMES, H. A. **Geologia e recursos minerais do Estado de Pernambuco. Escala 1:500.000**: texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado de Pernambuco. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2001. 198p. 2 mapas. Projeto de Mapeamento Geológico/Netalogenético Sistemático.

GONÇALVES, D.; LEITE, W. C.; BRINATTI, A. M.; SAAB, S. C.; IAROSZ, K. C.; MASCARENHAS, I. P.; CARNEIRO, P. I. B.; ROSA, J. A. Mineralogia de um latossolo vermelho distrófico submetido a diferentes manejos por 24 anos. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Número Especial, v. 32, p.2647-2652, 2008.

GORCEIX, H. Bacias terciárias d'água doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarela e Fonsêca), Minas Gerais, Brasil. **Anais Esc. Min. Ouro Preto**, v. 3, p. 75-92, 1884.

HANCOCK, P. L. & WILLIAMS, G. P. Neotectonics. **Journal of the Geological Society**, v. 143, p. 325-326, 1986.

HARTT, C. F. **Geology and physical geography of Brazil**. Boston: Fields Eszood & Co., 1870, 620 p.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP NEOTECTO. SEDIM. CONT. CENO. SE BRASIL, 1, Belo Horizonte, 1990. **Anais...** Belo Horizonte, SBG – MG, Bol. 11, p. 1-31, 1990.

HIRUMA, S. T. **Neotectônica do Planalto de Campos do Jordão, SP**. São Paulo, SP. 102f. 1999. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1999.

HIRUMA, S. T. Métodos Morfométricos aplicados ao estudo da Morfotectônica, planalto de Campos do Jordão, SP. SIMPÓSIO DE QUANTIFICAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS, 8, 2000, São Paulo. **Anais...** São Paulo: UNESP/IGCE, Março, p.107-110, 2000.

HIRUMA, S. T.; TEIXEIRA, A. L. . Pedra do Baú, São Bento do Sapucaí, SP. Imponente paisagem e registro de eventos tectônicos e denudacionais pós-ruptura continental. In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Souza, C.R.G.; Fernandes, A.C.S.; Berbert-Born, M.; Sallun Filho, W.; Queiroz, E.T.. (Org.). **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. 1ed. Brasília: CPRM, 2013, v. 3, p. 39-56.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v.56, 1945.

HUGHES, P. D. Allostratigraphy/morphostratigraphy. In: Elias, S.; Mock, C. (Org). **Encyclopedia of Quaternary Sciences**. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, p. 2841-2846, 2007.

HUGHES, P. D. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: The roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. **Geomorphology**, v. 123, p. 189-199, 2010.

INTERNATIONAL UNION FOR QUATERNARY SCIENCE (INQUA). **Commission on stratigraphy and chronology (INQUA-SACCOM)**. 2014. Disponível em: <http://www.inqua-saccomm.org>.

JARDIM DE SÁ, E. F. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana**. Brasília, DF. 1994. 803f. Tese de Doutorado – Universidade de Brasília, 1994.

JEONG, G. Y.; HILLIER, S.; KEMP, R. A. Quantitative bulk and single particle mineralogy of a thick Chinese loess-paleosol section: implications for loess provenance and weathering. **Quaternary International**, v.27, p.1271-1287, 2008.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental, **Revista Brasileira de Geografia**, v.18, n.2, p.147-265, 1956.

KRINSLEY, D. H.; DOORNKAMP, J. C. **Atlas of quartz sand surface textures**. Cambridge: Cambridge University Press, 2011. 102p.

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

LANG, A.; HÖNSCHEIDT, S. Age and source of colluvial sediments at Vaihingen–Enz, Germany. **Catena**, v. 38, n. 2, p. 89-107, 1999.

LEMOS, R.C. de & SANTOS, R.D. dos. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 4. ed. SBCS, Viçosa – MG, 1996, 83p.

LEPSCH, I. F. **Formação e conservação dos solos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2º Ed., 2010. 216p.

LEPSCH, I. F. **19 Lições de Pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011. 456p.

LEOPOLD, M. e VÖLKEL, J. Colluvium: definition, differentiation, and possible suitability for reconstructing holocene climate data. **Quaternary International**, 162–163, p. 133-140, 2007.

LIMA, F. J. **Evolução geomorfológica e reconstrução paleoambiental do setor subúmido do Planalto Sedimentar do Araripe: um estudo a partir dos depósitos colúviais localizados nos municípios de Crato e Barbalha – Ceará**. Recife, PE. 192f. 2015. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Pernambuco, 2015.

LIMA, H. M.; FERREIRA, V. P.; SANTOS, E. J.; PIMENTEL, M. M.; SANTOS, L. C. M. L. Origem, significado petrográficos e idade dos ortognaisses Terra Nova: registro de magmatismo alcalino transtensional neoproterozoico no Domínio da Zona Transversal da Província Borborema. **Geochimica Brasiliensis**, v.29, n.2, p.70-86, 2015.

LIMA FILHO, M. F. **Análise estratigráfica e estrutural da Bacia Pernambuco**. São Paulo, SP. 180f. 1998. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 1998.

LIMA FILHO, M. F.; BARBOSA, J. A.; SOUZA, E. M. Eventos tectônicos e sedimentares nas Bacias Pernambuco e da Paraíba: implicação no quebraamento do Gondwana e correlação com a Bacia do rio Muni. **Geociências**, UNESP, v.25, n.1, p.117-126, 2006.

LIRA, D. R. **Evolução geomorfológica e paleoambiental das Bacias do Riacho do Pontal e GI-8 no Sub-Médio São Francisco**. Tese (doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 234p, 2014.

LIU, C. C. **Análise estrutural de lineamentos em imagens de Sensoriamento Remoto: aplicação do Estado do Rio de Janeiro**. São Paulo, SP. 1984. 175f. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 1984.

JAIM, V. E. **Geotectónica general**. Moscou: Ed. Mir, 356p., 1980.

LEDRU, M. P.; MOURGUIART, P.; CECCANTINI, G.; TURCQ, B.; SIFEDDINE, A. Tropical climates in the game of two hemispheres revealed by abrupt Climatic change. **Geology**, v.30, n.3, p.275-278, 2002.

MABESOONE, J. M. Relief of northeastern Brazil and its correlated sediments. **Zeitschrift für Geomorphologie, Annals of Geomorphology**, Berlin, p.419-453, 1966.

MABESOONE, J. M.; CAMPOS E SILVA, A.; BEURLLEN, K. Estratigrafia e origem do Gripo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 2, p. 173-188, 1972.

MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento Geomorfológico do nordeste brasileiro. *B. Soc. Geol. Núcleo Nordeste*, v.3, p.5-36, 1975.

MABESOONE, J. M. Panorama geomorfológico do Nordeste brasileiro. **Geomorfologia**, USP, São Paulo, n.56, p.1-16, 1978.

MABESOONE, J. M. **Sedimentologia**. Recife: Editora Universitária, 1983.

MABESOONE, J. M. & ALHEIROS, M. M. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. **Revista Brasileira Geociências**, São Paulo, v.18, n.4, p.476-482, 1988.

MABESOONE, J. M. & ALHEIROS, M. M. Evolution of the Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte basin and the problem of the South Atlantic connection. **Geology en Mijmbouw**, K. Academic Publisher, v. 71, p. 351-362, 1993.

MACKA, Z. Determination of texture of topography from large scale contour maps. **Geografski Vestnik**, v.73, n.2, p.53-62, 2001.

MAIA, RUBSON. P.; BEZERRA, Francisco. H. R. . **Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional** bra. Mercator (UFC), v. 13, p. 127-141, 2014.

MATOS, R. M. D. Sistema de rifts cretáceos do Nordeste brasileiro. In: SEMIN. TECT. PETROBRAS, 1, 1987, Rio de Janeiro. **Atas...**Rio de Janeiro, DEPEX/CENPES, p.126-159, 1987.

McFARLANE, M. J.; BOWDEN, D. J. & GIUSTI, L. The Behaviour of chromium in weathering profiles associated with the African surface in part of Malawi. In: ROBINSON, D. A. & WILLIAMS, R. B. G. (ed.). **Rock Weathering and Landform Evolution**. Chinchester, England: John Wiley, p.321-338, 1994.

MEADOWS, M. E. The role of Quaternary environmental change in the evolution of landscapes: case studies from southern Africa. **Catena**, v. 42, p.39-57, 2001.

MELO, J. S. **Dinâmica geomorfológica do ambiente de encosta em Belo Jardim – PE: uma análise e abordagem a partir da perspectiva morfoestratigráfica aplicada aos depósitos colúvies**. Recife, PE. 2008. 126f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, 2008.

MELO, A.B.C; CAVALCANTI, I.F.A.; SOUZA, P.P. Zona Intertropical 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.

MELLO, C. L. Quaternário: o presente como chave do futuro – a natureza de uma ciência transdisciplinar. In: IBM. **Monografias vencedoras do Concurso Planeta Terra: O mundo deu muitas voltas**. IBM: Rio de Janeiro, p.1-17, 1989.

MELLO, C. L.; CARMO, I. O., MOURA, J. R. S. Estudo faciológica dos depósitos sedimentares holocênicos com base na estrutura deposicional – médio vale do Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1991, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, p.19-26, 1991.

MELLO, C. L. Aloestratigrafia e análise de fácies: "revoluções" na geologia sedimentar e o estudo do quaternário. **Anu. Inst. Geocienc.** [online]. v.17, p. 93-108, 1994.

MELO, M. S.; CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J. P.; SAADI, A.; MELLO, C. L. Processos e produtos morfogenéticos continentais. In: SOUZA, C. R. G.; SUIGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, p.258-275, 2005.

MELO, M. S. de. *et al.* Processos e produtos morfogenéticos continentais. In: **Quaternário do Brasil**. SOUZA *et al* (Orgs). Ribeirão Preto/SP: Holos. p. 258 – 275, 2005.

MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits – sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology**. Berlin: Springer – Verlag, 1996, 582p.

MERCIER, J. L. La néotectonique, ses méthodes et ses buts: um exemple L'arc Égéen (Méditerranée Orientale). **Ver. Géog. Phys. Géol. Dyn.**, v.18, p.323-346, 1976.

MESCHERIOV, Y. A. Neotectonics. In: FAIRBRIDGE, R. N. (Ed.). **Encyclopédia of Geomorphology**. New York: Reinhold, p.768-773, 1968.

MIALL, A. D. **Principles of sedimentar basin analysis**. New York: Springer-Verlag Price. 1990. 668p.

MISSURA, R. **Análise morfoestratigráfica da bacia do ribeirão dos Ponçianos – MG**. Rio Claro, SP. 136f. 2006. Dissertação de Mestrado – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

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. **Superfícies de Aplainamento e Morfogênese da Bacia do Rio Tracunhaén – PE**. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Dissertação de Mestrado (Geografia), 2010, 120p.

MONTEIRO, K. A.; TAVARES, B. A. C.; CORRÊA, A. C. B. Aplicação do índice de Hack no rio Ipojuca para identificação de setores anômalos de drenagem e rupturas de relevo. **Geociências**, v.33, n.4, p.616-628, 2014.

MONTEIRO, K.A. **Análise geomorfológica da escarpa oriental da Borborema a partir da aplicação de métodos morfométricos e análises estruturais**. 2015 Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Pernambuco, 2015.

MOOR, J. J. W.; VERSTRAETEN, G. Alluvial and colluvial sediment storage in the Geul River catchment (The Netherlands) - Combining field and modelling data to construct a Late Holocene sediment budget. **Geomorphology**, v. 95, p. 487-503, 2008.

MORAIS NETO, J. M. **As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da antéclise da Borborema**. Ouro Preto, MG. 170f. 1999. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 1999.

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, n.1, p.95-106, 2001.

MOURA, J. R. S. & MEIS, M. R. M. Contribuição à estratigrafia o Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do Sul, Bananal (SP), **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.58, p.89-102, 1986.

MOURA, J. R. S. e MELLO, C. L. Classificação aloestratigráfica do Quaternário superior na região de Bananal (SP/RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 3. p. 236-254, 1991.

MOURA, J. R. S. Geomorfologia do Quaternário. In: **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. GUERRA, A. J. T e CUNHA, S. B. da (Orgs). 3. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998/2003. p. 335-364.

MOURA, J. R. S. e SILVA, T. M. da. Complexo de rampas de colúvio. In: CUNHA, S. B. de; GUERRA, A. J. T. (Org.). **Geomorfologia do Brasil**. 7. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. p: 144-180, 2011.

MOUSINHO, M. R. e BIGARELLA, J. J. Movimentos de massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas. **Boletim Paranaense de Geografia**, n. 16/17, p. 43-84, 1965.

MÖRNER, N. A. (Ed.). Paleoseismicity and neotectonics. **Bull. INQUA Neotectonic Commission**, v.12, 104p, 1989a.

MUTZENBERG, D. S. **Gênese e ocupação pré-histórica do sítio arqueológico Pedra do Alexandre: Uma abordagem a partir da caracterização paleoambiental do Vale do Rio Carnaúba – RN.** Dissertação de Mestrado, Departamento de Arqueologia. UFPE, 2007. 142p.

MUTZENBERG, D. S. **Ambientes de Ocupação Pré-Histórica no Boqueirão da Pedra Furada, Parque Nacional Serra da Capivara - PI.** Tese (Doutorado em de Arqueologia), Universidade Federal de Pernambuco, 2010. 256p.

NASCIMENTO FILHO, V. F. **Técnicas analíticas nucleares na pesquisa agropecuária: fluorescência de raios X e ativação neutrônica.** Piracicaba: CENA/USP, 1993. 93p.

NASCIMENTO FILHO, V. F. **Fluorescência de raios X por reflexão total: fundamento e aplicações.** Piracicaba: CENA/USP, 1997. 93p.

NEVES, S. P.; BRUGUIER, O.; VAUCHEZ, A.; BOSCH, D.; SILVA, J. M. R.; MARIANO, C. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazoinian and Brasiliano metamorphism in eastern Borborema Province (NE Brazil): implication for western Gondwana assembly. **Precambrian Research**, v.149, p.197-216, 2006.

NEVES, S. P.; MARIANO, G. Província Borborema: orógeno acrescionário ou intracontinental? **Estudos Geológicos**, v.11, p.26-36, 2001.

NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A.; FERAUD, G. Tectono-thermal evolution, magma emplacement and Shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). **Precambrian Research**, v.99, p.1-32, 2000.

NICKELSEN, R. P. Early jointing and cumulative fracture patterns. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON THE NEW BASEMENT TECTONICS, 1, 1974, Salt Lake City. **Proceedings...** Salt Lake City: International Basement Tectonics Association, Inc., v.5. p.193-199, 1974.

NIKOLAEV, N. I. Tectonic conditions favorable for causing earthquakes occurring in connection with reservoir filling. In: JUDD, W. R. (Ed.). **Sismic effects of resevoir impounding.** Engineering Geology, Special Issue, v. 8, p. 171-189, 1974.

North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. NORTH AMERICAN STRATIGRAPHIC CODE. **AAPG Bulletin**, v. 89, n. 11, p. 1547–1591, 2005.

NUNES, B. E.; RIBEIRO, M. I. C.; ALMEIDA, V. J.; NATALI-FILHO, T. **Manual técnico de geomorfologia.** Rio de Janeiro: IBGE, Manuais técnicos em geociências, n.5. 2009. 111p.

OBRUCHEV, V. A. Osnovnye cherty kinetiki plastiki neotektonik, **Akad. Nauk. SSSR Izv. Serv. Geol.** v.5, p.13-24, 1948.

OLIVEIRA, P. E.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene/Holocene Climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fóssil dunes of the middle São Francisco River. **Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.152, p.319-337, 1999.

OLIVEIRA, S. M. B.; PASSEDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; FÁVARO, D. I. T.; BABINSK, M. Evidência geoquímica de solos formados pela integração de Guanos e rochas vulcânicas, Ilha Rata, Fernando de Noronha (PE). **Revista do Instituto de Geociências**, Série Científica, São Paulo, v.9, n.3, p.03-12, 2009.

OLIVEIRA, V. A. & JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. Relação solo-material litológico subjacente em latossolos em dois compartimentos no planalto central goiano. **Geociências**, São Paulo: UNESP. v.21, n.1/2, p.85-96. 2002.

OLLIER, C. D. Morphotectonics of passive continental margins: introduction. **Z. Geomorphol. N. F. Suppl.**, v.45, p.1-9, 1985.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; ANDRES, J. Superfícies aplainadas em zona morfoclimáticas subtropical úmida no Planalto Basáltico da Bacia do Paraná (SW Paraná/NW Santa Catarina): primeira aproximação. **Geociências**, v.27, p.541-553, 2008.

PAISANI, J. C.; HENDGES, E. R. Análise de imagem na quantificação de atributos micromorfológicos (micro-fábrica) de depósitos de encosta. **Revista de Geografia**, Recife, volume especial VII SINAGEO, n.3, p.151-161, 2010.

PAISANI, J. C.; GEREMIA, F. Evolução de encostas no planaltobasáltico com base na Análise de depósitos de colúvio – médio vale do rio Marrecas, SW do Paraná. **Geociências**, São Paulo, UNESP, v.29, n.3, p.321-334, 2010.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E. Propriedades micromorfológicas de colúvios em encosta no médio vale do Rio Marrecas (Sudoeste do Estado do Paraná) - bases para distinção de formações superficiais alóctones e autóctones em substrato basáltico. **Pesquisas em Geociências**, 39(1): 53-62, 2012.

PEJRUP, M. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: BOER, P. L.; VAN GELDER, A.; NIO, D. D. (eds.). *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies*. Reidel: Dordrecht, p.289-300, 1988.

PASSOS, E. BIGARELLA, J. J. Superfícies de erosão. In: GUERRA, A.J.T. e CUNHA, S. B. **Geomorfologia do Brasil**. (Eds.). Bertrand Brasil, p.107-141, 2006.

PAVLIDES, S. B. Looking for a definition of neotectonics. **Terra Nova**, v. 1, p. 233-235, 1989.

PETERSON, L. C.; HAUG, G. H. Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to Cariaco Basin (Venezuela). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.234, p.97-113, 2006.

PLICKA, M. Observations on joint zones in Moravia, Czechoslovakia. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON THE NEW BASEMENT TECTONICS, 1, 1974, Salt Lake City. **Proceedings...** Salt Lake City: International Basement Tectonics Association, Inc., v.30, p.279-289, 1974.

PRADO, H. **Pedologia fácil: aplicações na agricultura**. 2 Ed. Piracicaba: Hélio do Prado, 2008.v

RAMSAY, J. G & HUBER, M. I. **The techniques of modern structural geology: folds of fractures**. London: Academic Press, v.2, 1987, 700p.

RAND, H. M. & MABESOONE, J. M. Northeastern Brazil and the final separation of South American and Africa. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v.38, p.163-183, 1982.

RAWSON, P. F.; ALLEN, P. M.; BEVINS, R. E.; BRENCHLEY, P. J.; COPE, J. C. W.; EVANS, J. A.; GALE, A. S.; GIBBARD, P. L.; GREGORY, F. J.; HESSELBO, S. P.; MARSHALL, J. E. A.; KNOX, R. W. O. B.; OATES, M. J.; RILEY, N. J.; RUSHTON, A. W. A.; SMITH, A. G.; TREWIN, N. H.; ZALASIEWICZ, J. A. **Stratigraphical procedure**. London: Geological Society of London Professional Handbook, 2002, 57p.

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S. B.; CORRÊA, G. F. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. 5 Ed. Lavras: Editora UFLA, 2007, 332p.

RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste Brasileiro**. IG/USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 1989. 256 p.

ROBITA, S. M.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P. da; AMBRIZZI, T. **Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica**. Revista Brasileira de Meteorologia, v.25, n.2, 185 - 204, 2010.

RODRIGUEZ, T. T. **Proposta de classificação geotécnica para colúvios brasileiros**. 2005. 370 f. Tese (Doutorado em inserir) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, 2005.

RUELAN, F. **O escudo brasileiro e os dobramentos de fundo**. Rio de Janeiro, Faculdade Nac. de Filosofia, Universidade do Brasil, 1952, 63p.

RUELLAN, F. **Les caracteres des aplanissements du relief brasiens**. In: Congresso Intern. de Géogr., 18. Rio de Janeiro. Premier Rapport e la Comissio pour l' Étude et la correlation dès Niveaux d' Érosion et des Sufaces d' Aplanissement autour de l' Atlantique. Union Géographique Internationale, New York, 5:73-79. 1956.

SÁ, J. M.; GALINDO, A. C.; LEGRAND, J. M.; SOUZA, L. C.; MAIA, H. N. Os granitos ediacaranos no contexto dos Terrenos Jaguaribeano e Rio Piranhas-Seridó no oeste do RN, Província Borborema. **Estudos Geológicos**, v.24, n.1, p.4-22, 2014.

SAADI, A. A neotectônica da Plataforma Brasileira. **Geonomos**, v.1, n.1, p.1-15, 1993.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **História ecológica da terra**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blucher, 1994.

SAMPAIO, M. A.; GUIMARÃES, I. P.; ALMEIDA, C. N.; CARMONA, L. C. Rb-Sr and Sm-Nd Isotope Geochemistry of granitoids from Esperança Granitic Complex, Paraíba State, Borborema Province, Northeast Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, 2003, Salvador. **Extended Abstract...** Salvador, p.122-123, 2003.

SANTOS, E. J.; NEUMANN, A. P.; BRITO NEVES, B. B. Idades SHRIMP-Pb do Complexo Sertânia: indicações sobre a evolução tectônica da Zona Transversal, Província Borborema. **Geologia USP, Série Científica**, v.4, p.1-12, 2004.

SCHEIDEGGER, A. E. & AI, N. S. Tectonic processes and geomorphological design. **Tectonophysics**, v.126, p.285-300, 1986.

SCHELLENBERGER, A.; VEIT, H. Pedostratigraphy and pedological and geochemical characterization of Las Carreras loess – paleosol sequence, Valle de Tafi, NW – Argentina. **Quaternary Science Reviews**, v.25, p.811-831, 2006.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. **Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da sua área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais**. DNPM: Brasília, 1984, 501p.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand – silt – clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.24, p.151-158, 1954.

SILVA, A. C. da. **Reconstrução quaternária da dinâmica geomorfológica a partir das análises dos depósitos do baixo curso do Rio Capibaribe/PE**. Recife, PE. 206f. 2016. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2016.

SILVA, D. G. **Evolução paleoambiental dos depósitos de tanques em Fazenda Nova, Município de Brejo da Madre de Deus, Pernambuco**. Dissertação de Mestrado, Universidade federal de Pernambuco, 2007. 155p.

SILVA, D. G.; CORRÊA, A. C. B. Aplicação da micromorfologia de solos aos estudos de sedimentos Quaternários: uma ferramenta para a reconstrução paleoambiental. **Mercator**, n.15, p.110-138, 2009.

SILVA, D. G. **Reconstrução da dinâmica geomorfológica do Semiárido Brasileiro no Quaternário Superior a Partir de uma abordagem multiproxy**. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Federal de Pernambuco, 2013. 270p.

SILVA, W. F. **Análise da relação processo-resposta entre dinâmicas atmosféricas e sensibilidade ambiental do Riacho Umas- Camaragibe-PE**. Recife, PE. 137p. 2015. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco, Recife.

SILVA, T. M. da. SUPERFÍCIES GEOMORFOLÓGICAS DO PLANALTO SUDESTE BRASILEIRO: revisão teórico-conceitual. **Geo UERJ**, Ano 11, v. 3, n.20, 2º semestre de p. 1-22, 2009.

SOARES, P. C. & FIORI, P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geológica**, v.16, n.32, p.40-71, 1976.

SOUZA, E. M. **Levantamento radiométrico das unidades estratigráficas da Bacia Paraíba**. Recife, PE. 152f. 1999. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, 1999.

SOUZA, C.R. de G., SUGUIO, K., OLIVEIRA, A.M.S., De OLIVEIRA, P.E. **Quaternário no Brasil**. Ed. Ribeirão preto. Ribeirão Preto, 378p, 2005.

STOOPS, G. **Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections**. Madson: Soil Science Society of America Inc., 2003. 184p.

STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. **Interpretation of micromorphological Features of soils and Regoliths**. Amsterdam: Elsevier, 2010. 720p.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) – analysis of erosion al topography. **Geological Society of America Bulletin**. Boulder, v. 63, n. 10, p.1117-1142, 1952.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambiente fluvial**. Curitiba: Editora da UFPR, 1979.

SUGUIO, K. A importância da geomorfologia em Geociências e áreas afins. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 80-87, 2000.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: passado + presente = futuro?** São Paulo: Paulo`s Comunicação e Artes Gráficas, 1999. Reimpressão 2001.

SUGUIO, K. **Geologia sedimentar**. São Paulo: Edgard Blucher, 2003.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010 408p.

SUGUIO, K. Introdução. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, p.21-27, 2005.

SUMMERFIELD, M. A. **Geomorphology and global tectonics**. West Sussex: Wily, 2000, 367p.

TAN, H.; MA, H.; ZHANG, X.; LU, H.; WANG, J. Typical geochemical elements in loess deposits in the Northeastern Tibetan Plateau and its paleoclimatic implications. **Acta Geologica Sinica**, v.80, n.1, p.110-117, 2006.

TAVARES, B. A. C. **A participação da morfoestrutura na gênese da compartimentação geomorfológica do gráben do Cariatá, Paraíba**. Recife, PE. 137f. 2010. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, 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, (Out-Dez) p.523-538, 2014.

TAYLOR, G. R. Image analysis techniques for the interpretation of airphoto lineaments, petroleum exploration, Eromanga Basin, Australia. **Geocarto Int.**, v.3, p.53-60, 1988.

TAYLOR, G. R. & EGGELTON, R. A. **Regolith geology and geomorphology**. Chinchester, England: John Wiley, 2001, 375p.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the Tropics: a study of weathering and denudation in low latitude**. Chinchester: John Wiley & Sons, 1994, 460p.

TRICART, J. As zonas morfoclimáticas do Nordeste brasileiro. **Notícia Geomorfológica**, v. 6/7, p. 17-25, 1959.

TROMPETTE, R. **Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)**. Rotterdam: Balkema, 350 p., 1994.

TUCKER, M. **Techniques in sedimentology**. London: Blackwell, 1995.

TORRES, B. A. **Significado geomorfológico dos testemunhos sedimentares do piemonte da Borborema**. Recife, PE. 2017. 82f Monografia de graduação, Universidade Federal de Pernambuco, 2017.

TOUNI, E.; EGGLETON, T. & TAYLOR, G. Micromorphology and chemical weathering of a K-rich trachyandesite and an associated sedimentary cover (Parkes, SE Australia). **Catena**, v.53, p.181-207. 2003.

TSAI, C. C. & CHEN, Z. S. Lithologic discontinuities in ultisols along a toposequence in Taiwan. **Soil Science**, v.167, n.7, p.587-596. 2000.

TWIDALE, C. R. **Granite landforms**. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Co., 1982, 372p.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P.; BABINSKI, M. U-Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province: Northeast Brazil, initial conclusions. **Journal of South Am. Earth Sci.**, v.8, p.267-288, 1995.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Versão digital 2. Recife 2006.

VENEZIANI, P. **Análise de movimentos de tectônica rúptil e rúptil-dúctil através da interpretação de produtos de sensores remotos na região do Espinhaço Meridional (MG): uma correlação com processos evolutivos**. São Paulo, SP. 1987. 186f. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 1987.

WHALLEY, W. B. Material properties. In: GOUDIE, A.; LEWIN, J.; RICHARDS, K.; ANDERSON, M.; BURT, T.; WHALLEY, B.; WORSLEY, P. (Eds.). **Geomorphological Techniques**. London: Routledge, 2003, p.125-223.

WEGMAN, E. Lebendige tektonik, eine übersicht. **Geologische Rundschau**, v.43, p.4-34, 1955.

XAVIER, M. W. **Caracterização geomorfológica sedimentológica e aspectos ambientais do litoral de Goiana, Pernambuco**. Recife, PE. 2007. 76f. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal de Pernambuco, 2007.

YANG, S. I.; LI, C. X.; YANG, D. Y.; LI, X. S. Chemical weathering of the loess deposits in the lower Changjiang Valley, China, and paleoclimatic implications. **Quaternary International**, v.117, p.27-34, 2004.