

**UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA NATUREZA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**MARIA EMANUELLA FIRMINO BARBOSA**

**GEOMORFOLOGIA E TECTÔNICA DA FOLHA JACUMÃ 1:25.000**

**JOÃO PESSOA  
2013**

**MARIA EMANUELLA FIRMINO BARBOSA**

**GEOMORFOLOGIA E TECTÔNICA DA FOLHA JACUMÃ 1:25.000**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal da Paraíba (PPGG/UFPB), como requisito parcial para obtenção do título de Mestra em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Max Furrier.

**JOÃO PESSOA**  
**2013**

B238g      Barbosa, Maria Emanuella Firmino.  
                 Geomorfologia e tectônica da Folha Jacumã 1: 25.000  
                 / Maria Emanuella Firmino Barbosa – João Pessoa, 2013.  
                 IX, 113 p. + Anexos.

Dissertação (Mestrado): PPGG/UFPB – 2013.  
Orientador: Prof. Dr. Max Furrier.

1. Geomorfologia. 2. Tectônica. 3. Sistema de  
Informações Geográficas.

**“Geomorfologia e Tectônica da Folha Jacumã (1:25.000)”**

por

**Maria Emanuella Firmino Barbosa**

Dissertação apresentada ao Corpo Docente do Programa de Pós-Graduação em Geografia do CCEN-UFPB, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de Concentração: Território, Trabalho e Ambiente

Aprovada por:



**Prof. Dr. Max Furrier**  
Orientador

*Richard Marques da Silva*  
**Prof. Dr. Richarde Marques da Silva**  
Examinador interno

*Francis Hilário Rego Bezerra*  
**Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra**  
Examinador externo

**Universidade Federal da Paraíba**  
**Centro de Ciências Exatas e da Natureza**  
**Programa de Pós-Graduação em Geografia**  
**Curso de Mestrado em Geografia**

Março/2013

*Dedico este trabalho às duas pessoas mais importantes da minha vida: os meus pais Eliane Firmino Barbosa da Silva e Romildo Barbosa da Silva, por sempre estarem ao meu lado, sem exceção, em todos os dias da minha vida. Muito obrigada!*

## AGRADECIMENTOS

Sempre parto da premissa de que na vida não fazemos nada sozinhos, sempre precisamos da orientação ou ajuda de alguém. Sendo assim, quero agradecer a todas as pessoas que fizeram parte da minha vida acadêmica, principalmente às que me ajudaram de alguma maneira na elaboração desta dissertação.

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer aos meus pais Eliane Firmino Barbosa da Silva e Romildo Barbosa da Silva, por me acompanharem em todos os trabalhos de campo desta pesquisa, por apoiarem as minhas decisões, torcerem e vibrarem pelas minhas conquistas e, principalmente, pela compreensão e respeito que sempre demonstraram por minha escolha, um tanto diferente, pela Geografia e de viver dela. Espero orgulhar muito vocês com a Geografia.

Quero agradecer ao meu grande amigo Prof. MSc Clódis de Oliveira Andrades Filho, da Universidade Estadual do Rio Grande do Sul, por toda orientação durante a confecção da presente dissertação, com disponibilização de textos, sanando as minhas dúvidas e sempre tentando trazer elementos novos que melhorassem a pesquisa, enfim, por toda atenção que teve comigo durante este tempo. Sua ajuda foi imprescindível para a confecção deste trabalho. Muito obrigada, meu amigo!

Ao Prof. Dr. Eduardo Rodrigues Vianna de Lima, da Universidade Federal da Paraíba, pela ajuda dada desde a graduação até o presente momento, pela paciência que sempre teve comigo, todas as vezes que fui procurá-lo cheia de dúvidas sobre os *softwares* de SIG e outros assuntos relacionados à dissertação, mesmo que fossem dúvidas ou problemas simplórios, sempre fui bem recebida e orientada da melhor forma possível.

Ao meu melhor e, em alguns momentos, único amigo na Geografia Wesley Ramos Nóbrega, da Universidade Federal da Paraíba, por me acompanhar em praticamente todos os trabalhos de campo, pela revisão do material cartográfico usado na dissertação e, principalmente, por sempre estar disposto a me ajudar. Por me incentivar a sempre continuar independentemente da dificuldade e pelos muitos conselhos dados durante todos esses anos de convivência. Muito obrigada!

Quero agradecer, também, a Denize Monteiro dos Anjos, do Instituto Federal de Educação Ciência e Tecnologia da Paraíba, e Elisabeth Monteiro dos Anjos, pela correção gramatical deste trabalho. A Nathália de Alcântara Rodrigues Alves, do Instituto Federal de Educação Ciência e Tecnologia da Paraíba, pela correção do *abstract*. E a Andersson Pontes Barbosa, da Universidade Federal de Alagoas, pelo auxílio no último trabalho de campo.

Aos membros do Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG/UFPB), por todo apoio dado no decorrer do curso e, principalmente, por sempre estarem dispostos a resolver qualquer problema ou necessidade minha da melhor forma possível. E um obrigada especial à secretária do PPGG Sônia Maria do Nascimento, ao coordenador do PPGG Prof. Dr. Marco Antônio Mitidiero Júnior e à ex-coordenadora do PPGG Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Maria de Fátima Ferreira Rodrigues, pela atenção dada todas as vezes que procurei o PPGG.

Ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq), pela concessão da bolsa de estudo.

*“São palavras belas, reluzentes, sonoras e festivas: retidão, amor à verdade, amor à sapiência, sacrifício pelo conhecimento [...]. Faz pulsar o meu coração com orgulho!”*

Friedrich Nietzsche (1844-1900)  
(Além do Bem e do Mal, Prelúdio a uma Filosofia do Futuro, 1886, p. 157)

## RESUMO

O presente trabalho refere-se à caracterização geomorfológica e morfométrica da região compreendida pela carta Jacumã (SB-25-Y-C-III-3-NE), localizada no estado da Paraíba. A utilização de técnicas de geoprocessamento para avaliação morfotectônica, além de tentar reforçar as hipóteses levantadas em estudos anteriores, é considerada relevante, pois os produtos gerados evidenciam de maneira concisa a morfologia do relevo, onde a influência da tectônica na sua configuração e arranjo é conspícua. As técnicas utilizadas nesta pesquisa consistiram na confecção e análise das cartas hipsométrica, de declividade, de orientação de vertentes; análise da rugosidade, perfis topográficos e modelos em 3D. Para a confecção dos produtos acima se utilizou da vetorização manual em tela da carta topográfica Jacumã, com escala de 1:25.000, com equidistância entre as curvas de nível de 10 m, e do *software* Spring 5.1.7. Os resultados obtidos a partir das análises dos produtos gerados mostraram que na porção central da área há um forte controle estrutural nos afluentes da margem direita do rio Guruji, onde os mesmos possuem um desnível altimétrico acentuado, vertentes com elevadas declividades, fortes entalhes fluviais e são mais numerosos e avantajados que os afluentes da margem esquerda. No final do curso do rio Guruji ocorre uma forte inflexão de aproximadamente 90°, onde sua direção muda bruscamente de W-E para S-N. Outro ponto anômalo observado na área estudada foi o forte entalhamento dos afluentes da bacia do rio Graú, na porção sul da área de estudo, onde a morfologia do relevo muda de tabular para colinoso de forma abrupta e seu fluxo sofre forte inflexão no seu baixo curso mudando sua direção de W-E para NNW-SSE.

**Palavras-chave:** Geomorfologia. Tectônica. Sistema de Informações Geográficas.

## ABSTRACT

The present study refers to the geomorphological and morphometric characterization of the region encompassed by the Jacumã Chart (SB-25-Y-C-III-3-NE), located in the state of Paraíba. The use of GIS techniques for morphotectonic evaluation, besides aiming to reinforce the hypothesis raised by previous studies, is considered relevant because the products generated are formidable to concisely highlight the morphology of the relief, where the influence of tectonics in its configuration and arrangement is conspicuous. The techniques used in this study consisted of the elaboration and analysis of the hypsometric, declivity, and slopes orientation charts; as well as the analysis of the roughness and disposition of the relief, and the analysis of topographic profiles and 3D models generated in this study. For producing the above products were utilized manual vectorization in screen of Jacumã topographic map with scale of 1:25,000 and equidistance between the level curves of 10m, and Spring 5.1.7 software. The results obtained from the analysis of the products showed that in the central portion of the area there is a strong structural control on the right bank tributaries of the Guruji river, where they have a marked altimetric unevenness, high steep slopes, and deep fluvial cuts and they are more numerous and enlarged than the left bank tributaries. At the end of the course of the Guruji river, there is a steep slant of approximately 90°, where its direction changes abruptly from W-E to S-N. Another anomalous point observed in the area was a large incision of the tributaries of the watershed of Graú river, in the southern portion of the studied area, where the morphology of the relief changes abruptly from tabular to hilly and its flow is steeply slanted in its low course, changing its direction from W-E to NNW-SSE.

**Keywords:** Geomorphology. Tectonics. Geographic Information System.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Representação esquemática das unidades taxonômicas de Ross	20
Figura 2	Classificação genérica baseada na disposição dos rios em relação ao posicionamento das camadas geológicas	24
Figura 3	Classificação geométrica da disposição espacial dos rios e seus afluentes do tipo padrão básico	24
Figura 4	Propriedades das drenagens	26
Figura 5	Exemplos de padrões anômalos	26
Figura 6	Índices morfométricos utilizados na avaliação de atividade tectônica recente de uma região ao longo de feições estruturais	28
Figura 7	Parâmetros utilizados no cálculo do índice RDE para seguimento de drenagem	30
Figura 8	Fórmula matemática e procedimento de medida para encontrar os valores do índice morfométrico RFAV	31
Figura 9	Parâmetros utilizados no cálculo do índice SFM	322
Figura 10	Área de estudo região compreendida pela carta topográfica Jacumã 1:25.000	34
Figura 11	Unidade morfológica dos tabuleiros litorâneos ou baixos planaltos costeiros	36
Figura 12	Localização das praias dentro do perímetro da carta topográfica Jacumã	38
Figura 13	Crátons delimitados no território brasileiro e sua expressão no relevo	40
Figura 14	Sub-bacias que fazem parte da bacia Pernambuco-Paraíba	42
Figura 15	Coluna estratigráfica referente à sub-bacia Alhandra	43
Figura 16	Formação de cotovelo nas proximidades da foz do rio Gurujá (praia do Amor)	48
Figura 17	Afloramento da Formação Barreiras	50
Figura 18	Recorte do mapa geológico da região da bacia Paraíba	52
Figura 19	Caracterização petrográfica da Formação Barreiras e pós-Barreiras	53
Figura 20	Terraço marinho pleistocênico encontrado na praia Tabatinga	54
Figura 21	Áreas de recifes rochosos na área de estudo	56
Figura 22	Área de mangue área abrangida pela lagoa Preta	57
Figura 23	Disposição das amostras (isolinhas) da área de estudo no <i>software Spring 5.2</i>	61
Figura 24	Imagem de nível de cinza e grade regular	62
Figura 25	Seleção de vizinhos por quadrante e por cota	63
Figura 26	Grade triangular irregular da área de estudo	64
Figura 27	Triangulação de Delaunay	65
Figura 28	Elaboração dos perfis topográficos no ambiente do <i>Spring</i>	69
Figura 29	Passo a passo para a aplicação do índice RFAV	72

Figura 30	Extração do Comprimento da Frente de Montanha ( $C_{fm1} - L_{mf}$ ) e da Distância em Linha Reta da Frente de Montanha ( $C_{fm2} - L_s$ )	74
Figura 31	Trecho percorrido nas idas a campo em 02/11/2011, 07/04/2012 e 22/09/2012	75
Figura 32	Imagem sombreada da carta Jacumã, azimute $180^\circ$ e elevação $45^\circ$	76
Figura 33	Carta de orientação de vertente	78
Figura 34	Planície intertidal da bacia hidrográfica do rio Guruji	83
Figura 35	Planície fluvial da bacia do rio Bucatu	83
Figura 36	Área de terraço e planície marinha na praia de Tabatinga	84
Figura 37	Forte intervenção humana na área de Actpf na bacia hidrográfica do rio Graú	85
Figura 38	Falésias ativas na praia de Carapibus	86
Figura 39	Vegetação nativa no sopé das falésias inativas na praia de Tabatinga	86
Figura 40	Visão de satélite de uma voçoroca na praia de Coqueirinho	87
Figura 41	Vista terrestre da voçoroca da praia de Coqueirinho	88
Figura 42	Imagem orbital de voçoroca na praia de Tabatinga, paralela à linha de costa	88
Figura 43	Vista terrestre da voçoroca na praia de Tabatinga	89
Figura 44	Forte fluxo de material sedimentar da ravina próxima ao riacho Bucatu	89
Figura 45	Perfis topográficos das coordenadas longitudinais (sentido: N-S) da Carta Jacumã (SB-25-Y-C-III-3-NE), geradas a partir do Modelo Numérico do Terreno (MNT) (Exagero vertical – 5x)	91
Figura 46	Modelo Numérico do Terreno (MNT), representação dos principais cursos da área de estudo	92
Figura 47	Modelo Numérico do Terreno (MNT), representação da inclinação das camadas sedimentares sentido E-W	93
Figura 48	Segmentos de rios anômalos e não anômalos segundo o índice RDE	95
Figura 49	Mapa com a localização dos perfis usados para o cálculo do índice RFAV	96
Figura 50	Setores de cálculo do índice SFM na porção oeste da área de estudo sobre a base de declividade	98
Figura 51	Mapa hidrográfico da região compreendida pela carta topográfica Jacumã	99
Figura 52	Formações anômalas (arco e cotovelo) no curso principal do rio Guruji	102
Figura 53	Formação anômala (meandro isolado) no curso principal do rio Guruji	102
Figura 54	Formação anômala (cotovelo) no curso principal do rio Graú	103

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1	Quatro tipos de dados que devem ter uma carta geomorfológica de acordo com a UGI	19
Quadro 2	Representação esquemática das unidades taxonômicas de Ross	20
Quadro 3	Significado dos padrões de drenagem do tipo básico e os seus respectivos padrões modificados	25
Quadro 4	Classes de declividade e a sua classificação de acordo com a legislação vigente	67

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Classes de declividade proposta por Herz e De Biasi (1989)	67
Tabela 2	Matriz dos índices de dissecação das formas de relevo	71
Tabela 3	Área ocupada por cada uma das classes de orientação de vertente	77
Tabela 4	Área ocupada por cada uma das classes altimétricas	79
Tabela 5	Área ocupada por cada uma das classes de declividade	80
Tabela 6	Valores da relação $RDE_{\text{segmento}}/RDE_{\text{total}}$ , por segmento de drenagem de cada rio	94
Tabela 7	Índice RFAV e variáveis consideradas no cálculo para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo	97
Tabela 8	Índice SFM e variáveis consideradas no cálculo para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo	98

## LISTA DE SIGLAS E PARÂMETROS

Actf	Área de colúvio e terraço fluvial
Actpf	Área de colúvio, terraço e planície fluvial
Add	Altura do divisor direito do vale
Ade	Altura do divisor esquerdo do vale
Apf	Área de planície de acumulação fluvial
Api	Área de planície de interdial
Atpm	Área de terraço e planície marinha
CPF	Concavidade do Perfil Fluvial
Efv	Elevação do fundo do vale
ENb	Formação Barreiras
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IGV	Índice de Gravidade Fluvial
INQUA	<i>International Union for Quaternary Science</i>
Kbi	Formação Beberibe/Itamaracá
Kg	Formação Gramame
Lfv	Largura do fundo do vale
MNT	Modelo Numérico do Terreno
PEmf	Formação Maria Farinha
PI	Plano de Informação
RDE	Relação Declividade-Extensão
RDEs	Relação Declividade-Extensão por segmento de drenagem
RDEt	Relação Declividade-Extensão total
RFAV	Relação Fundo Altura de Vale
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SIRGAS2000	Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas
SFM	Sinuosidade de Frente de Montanha
SL	<i>Slope vs. Length</i>
SVT	Secção Transversal do Vale
TAM	Terreno Alto Moxotó
TIN	<i>Triangular Irregular Network</i>
UPEN	Unidade Pedeostatigráfica Engenho Novo
UTM	Universal Transversa de Mercator

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>15</b>
<b>2</b>	<b>JUSTIFICATIVA</b>	<b>16</b>
<b>3</b>	<b>OBJETIVOS</b>	<b>17</b>
3.1	OBJETIVO GERAL	17
3.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	17
<b>4</b>	<b>FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b>	<b>18</b>
4.1	GEOMORFOLOGIA	18
4.2	REDE DE DRENAGEM	22
<b>4.2.1</b>	<b>Análise qualitativa</b>	<b>23</b>
<b>4.2.2</b>	<b>Análise quantitativa</b>	<b>27</b>
4.2.2.1	Relação Declividade-Extensão (RDE)/índice de Hack	28
4.2.2.2	Relação Fundo Altura de Vale (RFVA)	30
4.2.2.3	Sinuosidade de Frente de Montanha (SFM)	31
4.3	NEOTECTÔNICA	32
<b>5</b>	<b>LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>34</b>
<b>6</b>	<b>ASPECTOS FISIAGRÁFICOS E GEOLÓGICOS</b>	<b>35</b>
6.1	CLIMA	35
6.2	GEOMORFOLOGIA	35
<b>6.2.1</b>	<b>Baixos planaltos costeiros ou tabuleiros litorâneos</b>	<b>36</b>
<b>6.2.2</b>	<b>Baixada litorânea</b>	<b>37</b>
6.3	GEOLOGIA	39
<b>6.3.1</b>	<b>Embasamento cristalino</b>	<b>44</b>
<b>6.3.2</b>	<b>Formação Beberibe/Itamaracá (Kbi)</b>	<b>45</b>
<b>6.3.3</b>	<b>Formação Gramame (Kg)</b>	<b>46</b>
<b>6.3.4</b>	<b>Formação Maria Farinha (PEmf)</b>	<b>47</b>
<b>6.3.5</b>	<b>Formação Barreiras (ENb)</b>	<b>49</b>
6.3.5.1	Sedimentos pós-Barreiras	51
<b>6.3.6</b>	<b>Depósitos quaternários</b>	<b>54</b>
6.3.6.1	Terraços marinhos-pleistocênicos	54
6.2.6.2	Recifes rochosos ( <i>beach rocks</i> )	55

6.3.6.3	Depósitos de mangue	57
6.3.6.4	Areias praias	58
6.3.6.5	Depósitos flúvio-marinhos	58
<b>7</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>59</b>
7.1	MODELO NUMÉRICO DO TERRENO (MNT)	60
<b>7.1.1</b>	<b>Elaboração da carta hipsométrica</b>	<b>65</b>
<b>7.1.2</b>	<b>Elaboração da carta clinográfica</b>	<b>66</b>
<b>7.1.3</b>	<b>Elaboração da carta de orientação de vertente</b>	<b>68</b>
<b>7.1.4</b>	<b>Elaboração dos perfis topográficos</b>	<b>68</b>
7.2	ELABORAÇÃO DA CARTA GEOMORFOLÓGICA	70
7.3	ÍNDICES MORFOMÉTRICOS	71
<b>7.3.1</b>	<b>Índice Relação Declividade-Extensão (RDE)</b>	<b>71</b>
<b>7.3.2</b>	<b>Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)</b>	<b>72</b>
<b>7.3.3</b>	<b>Sinuosidade de Frente de Montanha (SFM)</b>	<b>73</b>
7.4	TRABALHO DE CAMPO	74
<b>8</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b>	<b>76</b>
8.1	IMAGEM SOMBREADA	76
8.2	CARTA DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTE	77
8.3	CARTA HIPSOMÉTRICA	79
8.4	CARTA CLINOGRÁFICA	80
8.5	CARTA GEOMORFOLÓGICA	81
8.6	PERFIS TOPOGRÁFICOS	90
8.7	MODELO 3D	92
8.8	ÍNDICES MORFOMÉTRICOS	93
<b>8.8.1</b>	<b>Relação Declividade-Extensão (RDE)</b>	<b>93</b>
<b>8.8.2</b>	<b>Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)</b>	<b>96</b>
<b>8.8.3</b>	<b>Sinuosidade de Frente de Montanha (SFM)</b>	<b>97</b>
8.9	CARACTERIZAÇÃO QUALITATIVA DA REDE DE DRENAGEM	99
<b>9</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	<b>104</b>
	<b>REFERÊNCIAS</b>	<b>105</b>
	<b>ANEXO</b>	<b>114</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A área de estudo compreende a região emersa da carta topográfica de Jacumã 1:25.000, que abrange o município do Conde e parte do município de Pitimbu, ambos pertencentes ao estado da Paraíba. Essa área foi escolhida para realização da presente pesquisa por ser um local com poucos trabalhos em escala de detalhe, sobre riscos naturais e também por ser uma área que nos últimos anos vem passando por um forte processo de ocupação e especulação imobiliária. Além disso, existem algumas peculiaridades referentes aos aspectos geomorfológicos que também chamam a atenção e carecem de estudos pormenorizados.

As regiões litorâneas (ou costeiras) constituem as faixas limítrofes entre os continentes (terras emersas) e os oceanos (terras submersas), representando uma das áreas de mais intenso intercâmbio de energia e matéria do Sistema Terra. Essas regiões estão sendo invadidas, em escala mundial, pelo rápido crescimento populacional, que constitui uma das consequências diretas do desenvolvimento econômico (SUGUIO, 2003).

Existem inúmeros conflitos gerados em função da ocupação desordenada do espaço físico terrestre das regiões litorâneas e adjacências, que poderiam ser minimizados, e em certos casos até mesmo eliminados, se os principais fatores geológicos e geomorfológicos que controlam ou afetam a área estivessem mais bem estudados e diagnosticados.

A análise do relevo é importante não só para a própria geomorfologia, mas também para outras Ciências da Terra que estudam os componentes da superfície terrestre, bem como na definição de fragilidade/vulnerabilidade do meio ambiente e no estabelecimento de legislação para a sua ocupação e proteção. Dependendo de suas características, o relevo favorece ou dificulta a ocupação dos ambientes terrestres pelo homem, além disso, a geomorfologia dispõe de uma grande variedade de métodos e técnicas que permitem estudar formas de relevo e processos geomorfológicos ao combinar modelos de previsão, observações de campo e informações extraídas através de técnicas de Sistemas de Informações Geográficas (SIG) (FLORENZANO, 2008).

A partir deste estudo almeja-se contribuir para um melhor conhecimento da dinâmica dos processos geomorfológicos na área em questão, da carta topográfica Jacumã, enfatizando, também, os outros componentes da paisagem e suas interrelações, fornecendo, assim, dados que possam servir de subsídio para projetos de planejamento ambiental e territorial.

## 2 JUSTIFICATIVA

As microrregiões de João Pessoa e do Litoral Sul do estado da Paraíba, que estão inseridas em parte na carta topográfica de Jacumã, possuem um litoral famoso por suas belezas naturais, e, por conta disso, nos últimos anos, estão padecendo com o avanço da ocupação humana que se dá de forma desordenada, sendo caracterizada, principalmente, por loteamentos, construção de bares, hotéis e *resorts*.

A caracterização geomorfológica e dos demais componentes do meio é muito importante, pois, a partir daí, pode-se gerar um diagnóstico preciso das áreas degradadas e também auxiliar na determinação de medidas mitigadoras para as mesmas.

O conhecimento das características espaciais de uma área é uma condição para qualquer estudo envolvendo o meio ambiente e o seu uso racional, por isso é importante o mapeamento da área em questão, pois a geração de produtos cartográficos é de extrema relevância para as pesquisas geográficas e também para o planejamento ambiental.

Além dos estudos envolvendo a elaboração de produtos cartográficos, também serão desenvolvidos estudos morfométricos das bacias hidrográficas, sub-bacias e canais fluviais que cortam a carta de Jacumã, servindo de base para estudos de planejamento ambiental, dando maior precisão às informações geradas nesses estudos e também avaliar algum tipo de anomalia existente na área, relacionado a fatores de tectônica recente.

### 3 OBJETIVOS

#### 3.1 OBJETIVO GERAL

O principal objetivo deste estudo é a caracterização geomorfológica e tectônica dos baixos planaltos costeiros, compostos predominantemente pela Formação Barreiras, e das Planícies Costeiras da área emersa da carta topográfica Jacumã, na escala de 1:25.000. Pretende-se, por meio deste estudo, caracterizar, diagnosticar e confeccionar produtos cartográficos. Foi gerado o Modelo Numérico do Terreno (MNT) da área da carta e, em seguida, confeccionados produtos derivados. E, ainda, com o desenvolvimento dos estudos na área, busca-se caracterizar a relação das estruturas recentes, seus condicionantes estruturais mais antigos e também relacionar com a intervenção antrópica no meio.

#### 3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analisar a morfometria das bacias hidrográficas, sub-bacias e canais fluviais que compõe a carta de Jacumã, utilizando as fórmulas matemáticas desenvolvidas e aplicadas por Horton (1945), Strahler (1957), Howard (1967);
- Estudar a tectônica recente, segundo a metodologia desenvolvida Bull e McFadden (1977) e Wells et al. (1988), que é conhecida como Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV). Também será utilizado para análise da neotectônica o índice Relação Declividade-Extensão (RDE) ou índice de Hack, desenvolvido por Hack (1973), e o índice Sinuosidade de Frente de Montanha (SFM) (BULL; MCFADDEN, 1977). O principal objetivo deste estudo é balizar a atuação de movimentos neotectônicos e sua relação com o padrão de drenagem, direção dos cursos de água e feições morfológicas desenvolvidas;
- Confeção e/ou atualização de material cartográfico. Os produtos cartográficos gerados e analisados são as cartas hipsométrica (altimetria), clinográfica (declividade), de orientação de vertente, de uso e ocupação da terra, relevo sombreado, modelo 3D e carta geomorfológica;
- Analisar possíveis relações entre as feições geomorfológicas atuais, os padrões de drenagem e neotectônica nos tabuleiros litorâneos;

## 4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 4.1 GEOMORFOLOGIA

Inicialmente é importante compreender a acuidade da geomorfologia, a qual, segundo Argento (2007), serve de base para a compreensão das estruturas espaciais, não só em relação à natureza física dos fenômenos, como a natureza socioeconômica dos mesmos. Pode-se compreender, então, o caráter multidisciplinar que a geomorfologia apresenta nos projetos de gerenciamento ambiental ou até mesmo numa concepção mais integradora, como na de gestão do território.

A geomorfologia analisa as formas do relevo focalizando suas características morfológicas, materiais componentes, processos atuantes e fatores controlantes, bem como a dinâmica evolutiva. Compreende os estudos voltados para os aspectos morfológicos da topografia e da dinâmica responsável pelo funcionamento e pela esculturação das paisagens topográficas. Dessa maneira, ganha relevância por auxiliar a compreender o modelado terrestre, que surge como elemento do sistema ambiental físico e condicionante para as atividades humanas e organizações espaciais (CHRISTOFOLETTI, 2007).

O conhecimento geomorfológico surge como instrumental utilizado e inserido na realização de diversas categorias setoriais de planejamento. Na verdade, esses estudos versam no processo de prognosticar e avaliar os impactos de uma atividade antrópica sobre as condições do meio ambiente e esquematizar os procedimentos a serem utilizados preventivamente, para mitigar ou evitar seus efeitos.

Nesse contexto, uma das ferramentas mais utilizadas atualmente é a carta geomorfológica. Segundo Casseti (2005), a cartografia geomorfológica se constitui em um importante instrumento na espacialização dos fatos geomorfológicos, que permite representar a gênese das formas do relevo e suas relações com a estrutura e processos, bem como a própria dinâmica dos processos, considerando suas particularidades.

Para Tricart (1965), o mapa geomorfológico refere-se à base da pesquisa e não à concretização gráfica da pesquisa realizada, o que demonstra seu significado para melhor compreensão das relações espaciais, sintetizadas através dos compartimentos, permitindo abordagens de interesse geográfico, como a vulnerabilidade e a potencialidade dos recursos do relevo. Ao se elaborar uma carta geomorfológica devem-se fornecer elementos de descrição do relevo, identificar a natureza geomorfológica de todos os elementos do terreno e datar as formas (ROSS, 1996).

A primeira ideia de carta geomorfológica em escala detalhada foi desenvolvida por Passarge, em 1914, através do Atlas Morfológico. Segundo Florenzano (2008), o mapeamento geomorfológico, como conhecido atualmente, teve início na Polônia, onde tem sido utilizado, desde a década de 1950, como suporte ao planejamento econômico. Além disso, é utilizado em outros países para apoiar estudos teóricos da paisagem. Atualmente, os mapas geomorfológicos são utilizados em zoneamentos agrícolas, ecológicos e econômicos, como suporte ao planejamento agrícola, urbano e regional, e na elaboração de projetos de obras de engenharia (GUSTAVSSON; KOLSTRUP; SEIJMONSBERGEN, 2006). Entretanto, mesmo sendo uma técnica antiga, até os dias de hoje não existe um consenso no que diz respeito a um método de mapeamento internacionalmente unificado.

A metodologia do mapeamento geomorfológico tem como base a ordenação dos fenômenos físicos mapeados, segundo uma taxonomia que deve estar aferida a uma determinada escala cartográfica (ARGENTO, 2007). Segundo Casseti (2005), com base nas recomendações da Sub-Comissão de Cartas Geomorfológicas da União Geográfica Internacional (UGI), a carta geomorfológica de detalhe, em escala grande, deve comportar quatro tipos de dados: morfométricos, morfográficos, morfogenéticos e cronológicos de Tricart (1965), conforme Quadro 1:

**Quadro 1 – Quatro tipos de dados que devem ter uma carta geomorfológica de acordo com a UGI**

Morfométricos	Correspondem às informações métricas importantes, apoiadas em cartas topográficas ou outras formas de levantamento. Geralmente as informações métricas são intrínsecas aos sinais ou símbolos para a representação das formas do relevo, a exemplo de extensão de terraços ou escarpas erosivas, declividade de vertentes, dentre outras.
Morfográficos	Correspondem a formas de relevo resultantes do processo evolutivo, sendo sintetizadas como formas de agradação e de degradação. Como formas de degradação destacam-se as formas de erosão diferencial, as escarpas de falha ou erosivas, ravinas e voçorocas. Como formas de agradação destacam-se depósitos aluviais em planícies de inundação, concentração de colúvios pedogenizados ou pedimentos detríticos inumados.
Morfogenéticos	Referem-se aos processos responsáveis pela elaboração das formas representadas. Como exemplo, as superfícies erosivas associadas a processo de aplainamento devem conter referências ao processo de pediplanação, identificando a gênese ligada ao recuo paralelo de vertentes em condição climática seca, podendo incorporar referenciais de natureza cronológica, associados ao período de formação, adicionando termos como “de cimeira” (mais antigo) ou “intermontanas” (mais recente).
Cronológicos	Correspondem ao período de formação ou elaboração de formas ou feições.

**Fonte:** Adaptado de Casseti (2005).

A metodologia a ser desenvolvida no presente trabalho está calcada nas diferentes técnicas para definir e estudar os parâmetros morfológicos e morfométricos como marcadores de possíveis eventos neotectônicos. Essas técnicas vêm sendo propostas por vários

pesquisadores. Mello (2000) considera as formas de relevo como elementos condicionantes, principalmente pela (neo)tectônica, cujos indicadores principais estão representados pela rede de drenagem. Essas evidências devem ser estudadas de forma integrada com outras ferramentas e métodos de investigação, visando definir feições estruturais correlacionadas aos depósitos recentes.

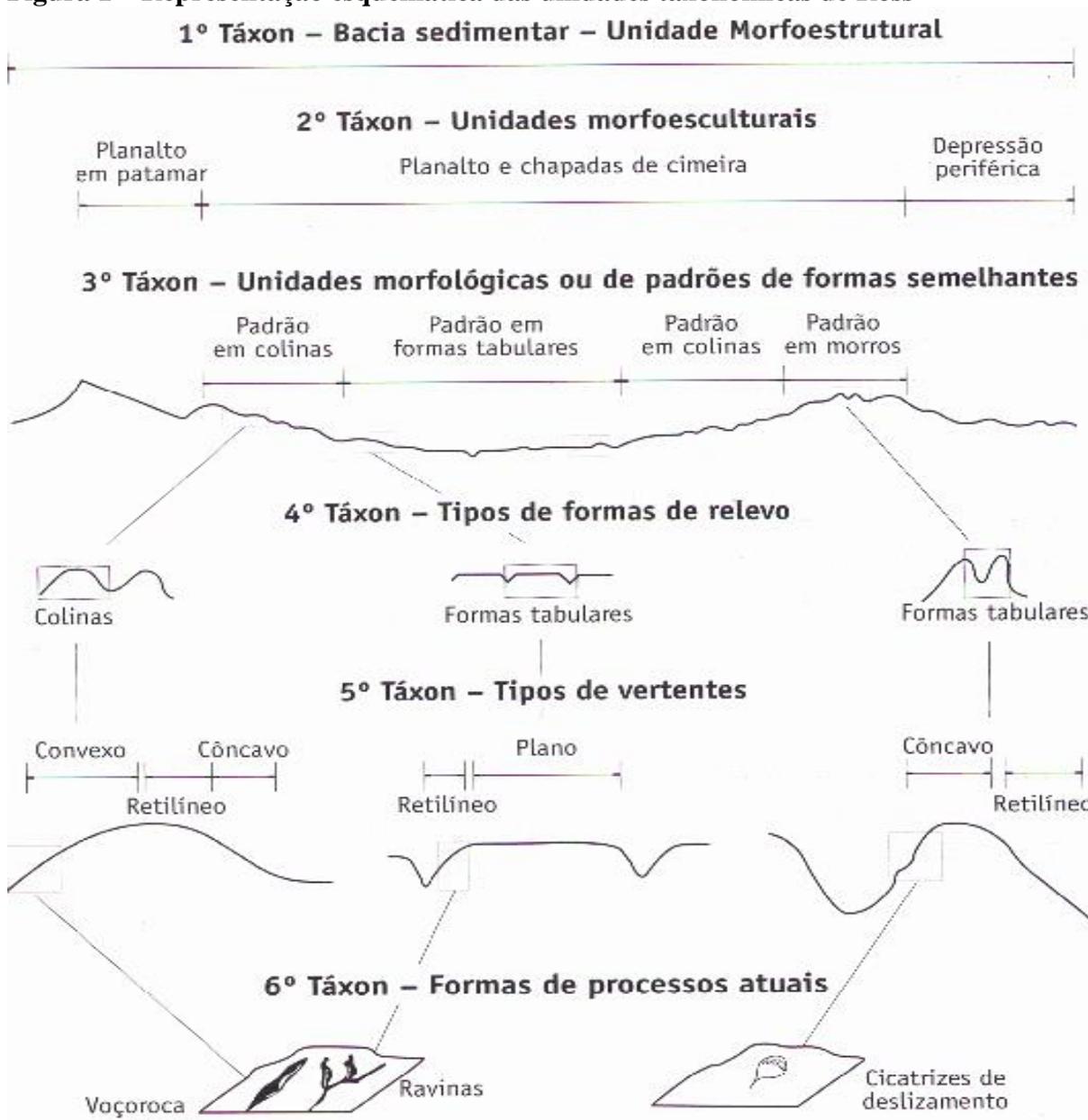
O relevo está dividido em compartimentos geomorfológicos. Caseti (2005) afirma que a compartimentação topográfica corresponde à individualização de um conjunto de formas com características semelhantes, o que leva a se admitir que tenham sido elaboradas em determinadas condições morfogenéticas ou morfoclimáticas que apresentam relações litoestatigráficas ou que tenham sido submetidas a eventos tectodinâmicos. A interpretação das diferentes forças ao longo do tempo leva à caracterização das formas de relevo, da situação topográfica ou altimétrica e da existência de traços genéticos comuns como fatores de individualização do conjunto. Assim, a evolução do modelado terrestre proporciona a especificidade de compartimentos (CASSETI, 2005).

#### **Quadro 2 – Representação esquemática das unidades taxonômicas de Ross**

1° Táxon	Unidade morfoestrutural, tais como as cadeias de montanha, maciços, planaltos e depressões internas dos continentes e dos oceanos. No caso do presente trabalho consiste na bacia sedimentar PE-PB coberta em partes pela Formação Barreiras e por sedimentos inconsolidados do Quaternário.
2° Táxon	Unidades morfoesculturais, relacionam-se com a ação dos elementos morfogenéticos sobre as morfoestruturas, são as formas resultantes. Podem ser caracterizadas como feições do relevo gerado sobre as morfoestruturas, através de processos exógenos e endógenos. São morfoescultura planaltos, serras, tabuleiros, planícies, dentre outros.
3° Táxon	Padrões e formas do relevo esse táxon refere-se, segundo Furrier (2007), numa determinada unidade morfoescultural e de dimensão inferior, sendo nesse táxon que os processos morfoclimáticos atuais começam a ser percebidos. Os padrões de formas de relevo podem ser: formas de acumulação, como planícies fluviais e marinhas, ou formas oriundas de processos denudacionais, como morros, colinas, tabuleiros, entre outras.
4° Táxon	Tipos de forma de relevo. O Projeto Radambrasil (apud CASSETI, 2005) aperfeiçoou a caracterização do quarto táxon, onde esse está fundamentado na dissecação do relevo, o mapeamento leva em consideração as dimensões interfluviais e o grau de aprofundamento da drenagem. Em relevos tabulares prevalece a pedogênese, considerando a superioridade da infiltração sobre o escoamento, no domínio de formas aguçadas, ao contrário, predomina o escoamento. O grau de convexização reflete no jogo das componentes tratadas (pedogênese-morfogênese), o que pode ser justificado pela intensidade da incisão da drenagem, cuja densidade reflete na dimensão interfluvial.
5° Táxon	Refere-se a setores das vertentes, cuja forma pode ser convexa, retilínea ou côncava.
6° Táxon	Correspondem às pequenas formas de relevo, como aquelas resultantes de processos atuais; por exemplo, ravinas, voçorocas e bancos de assoreamento, além de formas produzidas pelo homem, como cortes e aterros, entre outros.

**Fonte:** Florenzano (2008).

**Figura 1 – Representação esquemática das unidades taxonômicas de Ross**



Fonte: Florenzano (2008).

Como dito alhures, a metodologia do mapeamento geomorfológico tem como base a ordenação dos fenômenos mapeados, segundo uma taxonomia que deve estar aferida a uma determinada escala cartográfica. A caracterização dos domínios morfoestruturais está ligada à questão geradora, casual, dos fatos geomorfológicos derivados dos grandes aspectos geotectônicos, dos grandes arranjos estruturais e, eventualmente, da predominância de uma litologia bem definida. Esses fatores, em conjunto, geram arranjos regionais de relevo, com formas variadas, mas que guardam relações causais entre si (GUERRA; CUNHA, 2007).

A metodologia de Ross (1992) estabelece que o relevo está dividido em táxons organizados da forma descrita na Figura 1 e no Quadro 2.

## 4.2 REDE DE DRENAGEM

Outro item a ser abordado neste trabalho é referente aos aspectos morfométricos das bacias, sub-bacias e canais fluviais que compõem a área de estudo. Com isso, é importante compreender este objeto de estudo, que é a rede de drenagem.

O termo bacia hidrográfica ou bacia de drenagem é definido por Christofolletti (1974) como uma área drenada por um determinado rio ou por uma rede fluvial. A drenagem fluvial é constituída por um conjunto de canais de escoamento interligados. A área drenada por esse sistema fluvial é definida como bacia de drenagem, e essa rede de drenagem depende não só do total e do regime das precipitações, como também das perdas por evapotranspiração e infiltração. Tem papel importante no escoamento canalizado a topografia, a cobertura vegetal, o tipo de solo, a litologia e a estrutura das rochas da bacia hidrográfica. A disposição dos rios, controlada em grande parte pela estrutura geológica, é definida com padrão de drenagem (HOWARD, 1967).

Em suma, uma bacia hidrográfica, ou bacia de drenagem de um rio até a secção considerada, ou exutório, é uma área de drenagem que contém o conjunto de cursos de água que convergem para esse rio até a secção considerada, sendo, portanto, limitada em superfície à montante, pelos divisores de água, que correspondem aos pontos mais elevados do terreno e que separam bacias adjacentes. O conjunto de cursos de água, denominada rede de drenagem, está estruturado, com todos os seus canais, para conduzir a água e os detritos que lhes são fornecidos pelos terrenos da bacia de drenagem.

Na geografia é muito importante considerar que a bacia hidrográfica é uma unidade hidrogeomorfológica, na qual todos os elementos de forma e todos os processos são estreitamente interdependentes, de tal forma que qualquer mudança natural ou antrópica que venha a ocorrer num determinado ponto da bacia produz automaticamente um ajustamento do sistema canais-vertente, tanto para montante quanto para jusante do ponto em que a mudança ocorreu (SILVA; SCHULZ; CAMARGO, 2003).

Segundo Howard (1967), a análise da drenagem é importante particularmente em áreas de relevo baixo (*low relief*), para identificação de estruturas inativas expostas na superfície e características estruturais. A densidade de drenagem pode trazer informações sobre permeabilidade e textura dos materiais. As características e significância dos padrões de drenagem, textura da drenagem, padrões individuais dos cursos e drenagens anômalas são consideradas importantes para estudos envolvendo tectônica.

Segundo Jorge e Uehara (1998), as características físicas de uma bacia hidrográfica são definidas pelas características morfológicas, representadas pelo tipo de relevo, forma,

orientação e declividade da bacia de drenagem e pelos aspectos geológicos, representados pelas estruturas, tipos litológicos, mantos de intemperismo e solos. Além desses aspectos, a cobertura vegetal e o tipo de ocupação da bacia também exercem uma influência importante nas relações entre infiltração e escoamento superficial em uma bacia de drenagem.

Características morfológicas e morfométricas de drenagens são técnicas para a interpretação de imagens em geologia e geomorfologia, por meio dos seus diferentes padrões, zonas homólogas e análogas entre si (SOARES; FIORI, 1976). O estudo do relevo engloba a morfografia, descrição qualitativa do terreno e a morfometria, que é a caracterização do relevo por meio de variáveis quantitativas, também denominadas de índices morfométricos.

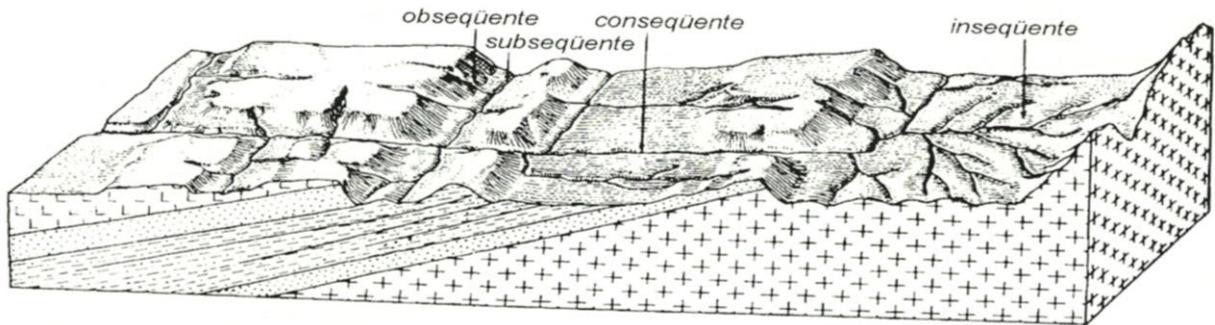
#### **4.2.1 Análise qualitativa**

A análise qualitativa consiste no estudo das formas e dos padrões da drenagem. No caso das bacias hidrográficas podem-se considerar dois tipos de classificações, que levam em consideração os aspectos qualitativos: uma genérica e uma geométrica. O padrão de drenagem é designado, de acordo com Howard (1967), como um agregado de canais de drenagem (*drainageways*) em uma área independentemente das condições do tempo que ele está ocupando o curso principal, e um padrão de fluxo (*stream pattern*) é definido como um único canal de drenagem.

Uma das formas de maior potencial em análises qualitativas de rede de drenagem está calcada na análise do padrão de drenagem, que se refere à forma do traçado estabelecido pelo conjunto de canais. Esse traçado permite inferir sobre o condicionamento topográfico, litológico e estrutural da área onde se assentam os canais. Diversas classificações e modelos são apresentados na literatura em relação aos padrões de drenagem (BLOOM, 1991; CHRISTOFOLETTI, 1981; HORTON, 1945; HOWARD, 1967; STRAHLER, 1952).

A classificação genérica consiste no estudo da disposição em relação ao posicionamento das camadas geológicas. Os cursos podem ser classificados como rios consequentes (cujo curso foi determinado pela declividade do terreno coincidindo, em geral, com o mergulho das camadas geológicas), rios subsequentes (cujo sentido de fluxo é controlado pela estrutura rochosa, acompanhando sempre zonas de fraqueza, tais como falhas, diaclases, rochas menos resistentes etc.), rios obsequentes (correm em sentido oposto ao dos rios consequentes), rios insequentes (não apresentam qualquer controle geológico e estrutural visível na disposição espacial da drenagem e, por essa razão, tendem a se desenvolver sobre rochas homogêneas, representadas tanto por sedimentos horizontais, como rochas ígneas) (Figura 2).

**Figura 2 – Classificação genérica baseada na disposição dos rios em relação ao posicionamento das camadas geológicas**

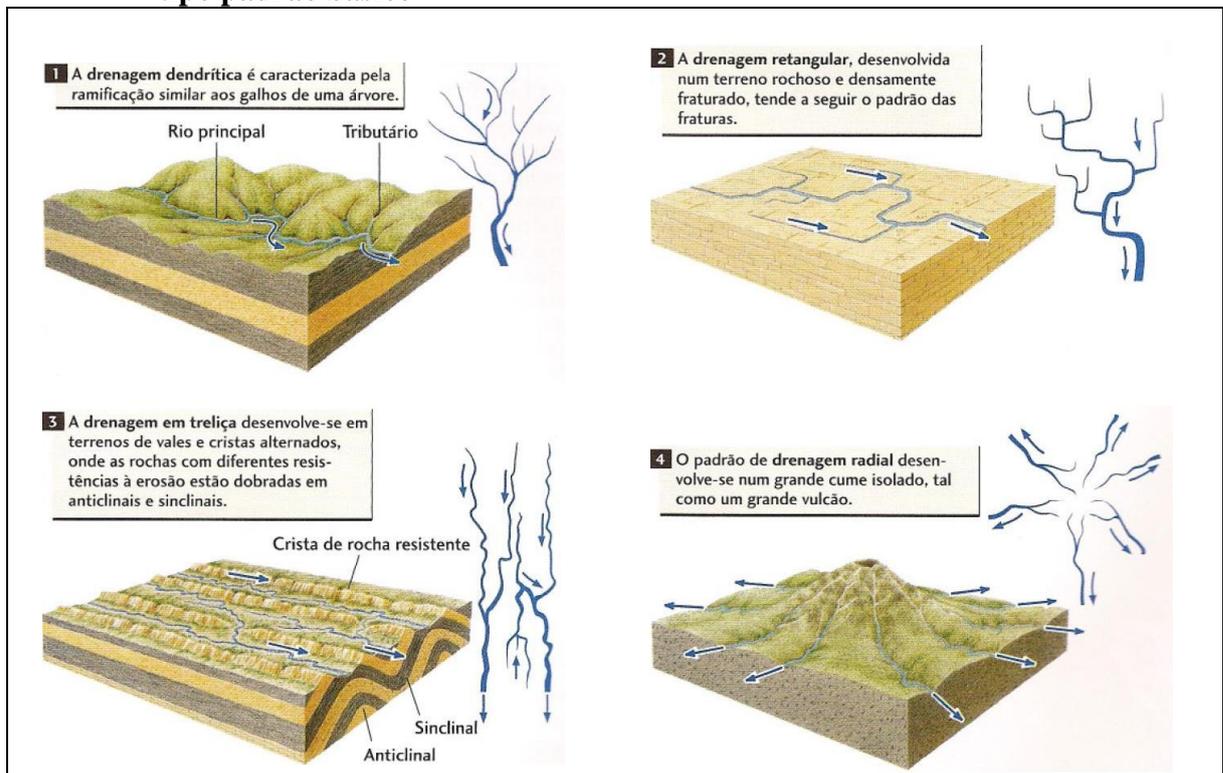


Fonte: Adaptado de Suguio e Bigarella (1990).

Já a classificação geométrica, de acordo com Jorge e Uehara (1998), ocorre com base na disposição espacial dos rios e seus afluentes, sem qualquer conotação genética. Os tipos fundamentais de padrões de drenagem e suas ocorrências podem ser classificadas em dois tipos básicos, sendo um deles modificado.

De acordo com padrão básico (*basic pattern*), são geralmente controlados pela estrutura regional. Zernitz (1932 apud HOWARD, 1967) classifica os padrões básicos em: dendrítico, paralelo, treliça, retangular, radial e anelar (Figura 3).

**Figura 3 – Classificação geométrica da disposição espacial dos rios e seus afluentes do tipo padrão básico**



Fonte: Press et al. (2006).

**Quadro 3 – Significado dos padrões de drenagem do tipo básico e os seus respectivos padrões modificados**

<b>Padrão Básico</b>	<b>Significado</b>	<b>Padrão modificado</b>
Dendrítico	Sedimentos horizontais ou chanfrado, resistência uniforme, rochas cristalinas. suaves declives regionais no presente ou no tempo da formação da drenagem. Tipo padrão assemelha-se a um castanheiro.	Subdendrítico Anastomosado Pinado Distributário
Paralelo	Geralmente indicativo moderado de encostas íngremes, porém também é encontrado em áreas de formas alongadas e paralelas. Todas as transições possíveis entre esses padrões e o tipo dendrítico e treliça.	Subparalela Colinear
Treliça	Mergulho ou dobras das camadas sedimentares, vulcanismo, ou baixo gradiente de rochas metassedimentares, área de fraturas paralelas, lagos exposto ou fundo do mar com nervuras, ou por cristas de praia. Todas as transições para o padrão paralelo.	Treliça direcional Treliça junta Treliça falha Treliça recurvada Subtreliça
Retangular	Juntas e/ou fraturas com ângulos retos. Precisa de uma maior qualidade na repetição do padrão de treliça: falta continuidade regional nos divisores e nos cursos.	Angular
Radial	Vulcanismo, domos e erosão residual. Uma complexidade do padrão radial em um vulcão área de atuação talvez pode ser chamado de multirradial.	Centrípeta
Anelar	Possui forma semelhante a um anel. Associado a relevos concêntricos, domos dissecados ou estruturas em bacias. Desenvolve-se quando os estratos rochosos apresentam-se com diferentes graus de resistência.	–

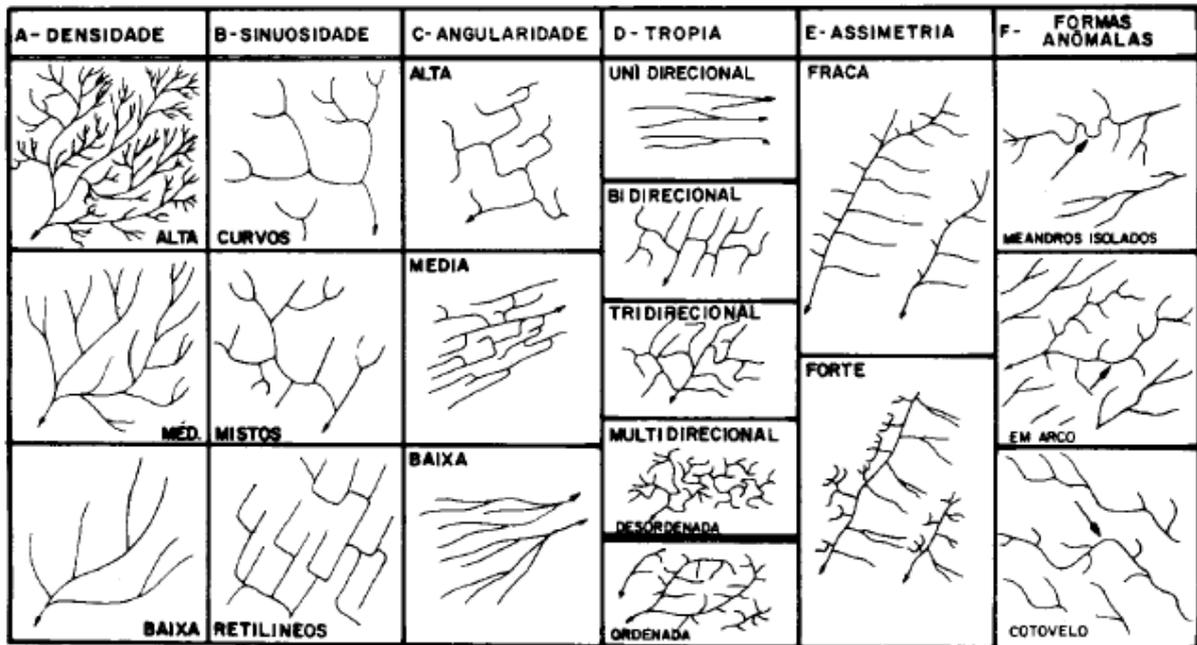
**Fonte:** Adaptado de Howard (1967).

O segundo tipo de padrão de drenagem de conotação genética são os padrões básicos modificados (*modified basic patterns*), o qual, embora geralmente reorganizados como um dos tipos básicos, difere certamente das características regionais. Por exemplo, uma drenagem paralela em uma região de drenagem generalizada se dá em função do relevo declivoso, em diferentes declives, podendo ter uma transição do tipo dendrítico para uma área da drenagem do tipo paralela. Tipos transicionais podem resultar mudanças com o tempo (Quadro 3).

Segundo Soares e Fiori (1976), a rede de drenagem traçada de forma sistemática e uniforme pode fornecer informações de grande importância, especialmente quanto à estrutura geológica da área, variações no estilo estrutural e, mais grosseiramente, nas fácies litológicas. As propriedades mais importantes a serem analisadas são: densidade de textura, sinuosidade, angularidade, tropia, assimetria e lineações de drenagem (Figura 4).

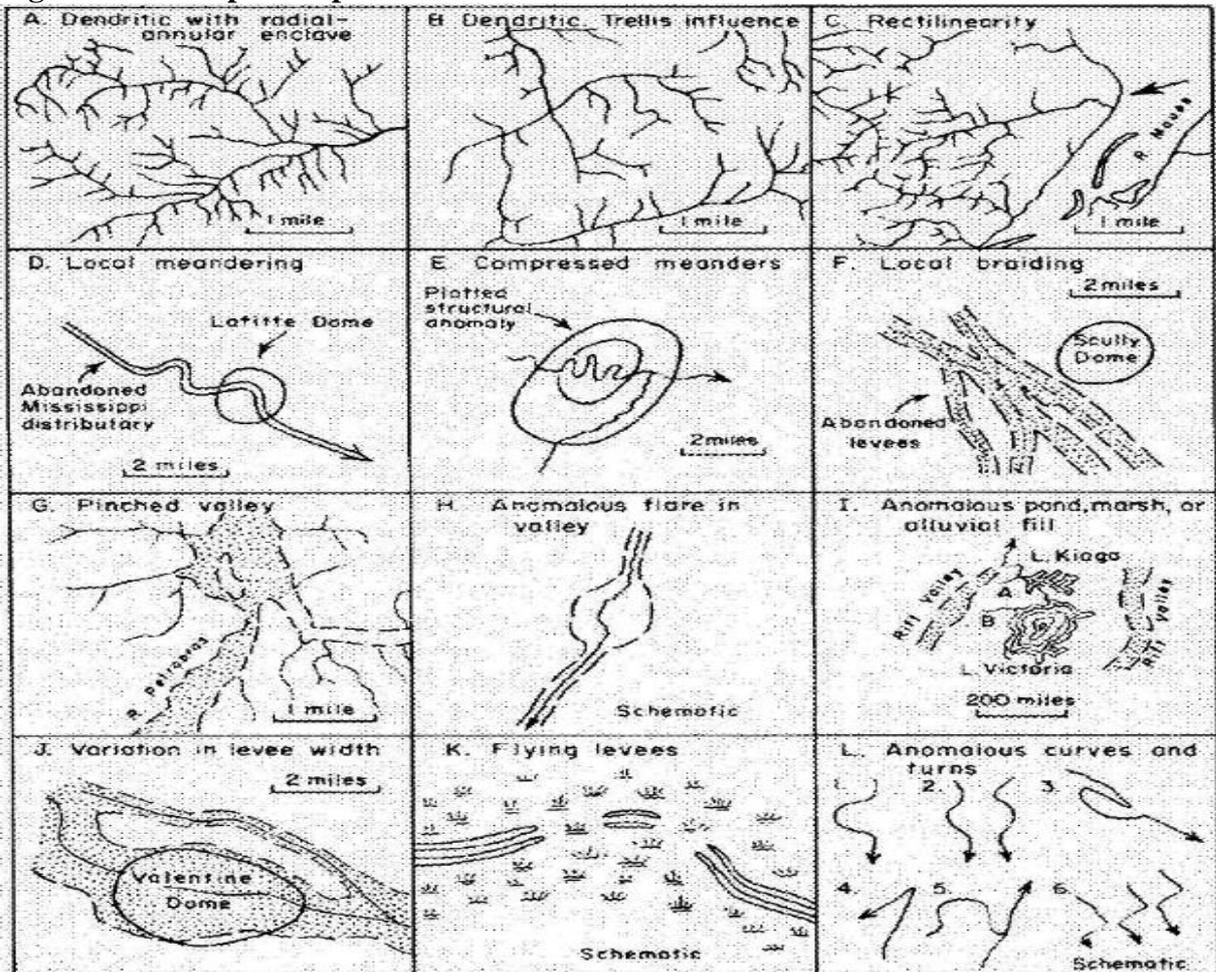
Além desses padrões apresentados no Quadro 2, há também a drenagem anômala, que, segundo Howard (1967), é uma anomalia de drenagem e pode ser compreendida como uma discordância local da drenagem regional e/ou dos padrões de canais, sugerindo desvios topográficos ou estruturais. Na rede de drenagem podem aparecer formas anômalas diferentes do arranjo geral dos elementos de drenagem, cada forma anômala deve ser considerada e ter seu significado investigado (SOARES; FIORI, 1976).

Figura 4 – Propriedades das drenagens



Fonte: Soares e Fiori (1976).

Figura 5 – Exemplos de padrões anômalos



Fonte: Howard (1967).

Conforme descrito na Figura 5, os principais tipos de padrões anômalos identificáveis são: enclave dendrítico com radial anular (A), influência dendrítica no padrão de treliça (B), padrões retilíneos (C), abandono de meandro (D), meandros comprimidos (E), local entrelaçado (*local braiding*) (F), vale apertado (G), alagamento anômalo em vale (H), preenchimento aluvial anômalo (I), variação da largura do dique fluvial (J), diques aéreos (*flying levees*) (K) e curvas anômalas e transformadas (L).

#### 4.2.2 Análise quantitativa

Os aspectos morfométricos das bacias hidrográficas refletem algumas das interrelações mais significativas entre os principais fatores responsáveis pela evolução e organização do modelado do terreno, em particular a geomorfologia. Os cálculos morfométricos relacionados a caracteres espaciais, lineares e hipsométricos da drenagem contribuem para uma melhor caracterização das unidades geomorfológicas, cuja qualidade e precisão variam conforme o pesquisador ou objetivo do estudo.

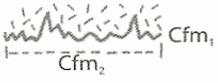
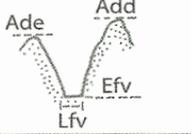
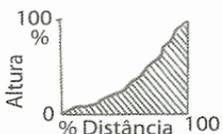
Tal como propõe Keller e Pinter (1996 apud RINCÓN; VEGAS, 2000), a quantificação da morfologia do terreno e a morfometria permitem comparar distintos ambientes para caracterizar, assim, as áreas com comportamentos particularmente característicos. Por isso, o presente trabalho está calcado nos índices morfométricos desenvolvidos por Christofolletti (1974) e também nos índices morfométricos aplicados a estudos de tectônica recente, como os desenvolvidos por diversos autores: Hack (1973), Bull e McFadden (1977), Shepard (1979), Meyer (1986), Keller (1986) e Wells et al. (1988).

Os principais índices aplicados ao estudo neotectônico são: Índice de Gravidade Fluvial (IGF), desenvolvido por Hack (1973), também conhecido como Relação Declividade-Extensão (RDE), método bastante difundido no Brasil. Existe também o índice Concavidade do Perfil Fluvial (CPF), desenvolvido por Shepard (1979), o índice Secção Transversal do Vale (STV), desenvolvido por Meyer (1986), entre outros (Figura 6). De modo geral, tais análises antecedem os trabalhos de campo e têm por finalidade a identificação preliminar de áreas com maior probabilidade de ocorrência de registros de depósitos recentes e estruturas neotectônicas.

Esses índices estão baseados em análises morfométricas da rede de drenagem, constituindo apenas aproximações matemáticas de distintos aspectos geomorfológicos relacionados com os processos erosivos e deposicionais do sistema fluvial (KELLER, 1986; SILVA, 1994 apud RINCÓN; VEGAS, 2000). Tal como propõe o autor, a validade desses

índices como indicadores da existência de atividade neotectônica na bacia e sua capacidade de detectar as possíveis anomalias introduzidas no sistema fluvial ocorre devido a mudanças de nível de base locais induzidas tectonicamente.

**Figura 6 – Índices morfométricos utilizados na avaliação de atividade tectônica recente de uma região ao longo de feições estruturais**

Índices	Definições	Relações	Procedimentos de medida	Relações com o tectonismo	Fontes
SFM	Sinuosidade da Frente Montanhosa	$C_{fm_1}/C_{fm_2}$		Linearidade da frente montanhosa sugere a intensidade de ativo tectonismo	Bull e McFadden (1977), Bull (1978)
FFM	Facetamento da Frente Montanhosa	$C_{ffm}/C_{fm_2}$		Frente montanhosa ativa exhibe facetas nítidas e grandes	Wells et al. (1988)
RFAV	Razão Fundo/Altura de Vale	$\frac{L_{fv}}{(Ade-Efv)+(Add-Efv)/2}$		Frente montanhosa ativa possui vales em V e baixa RFAV	Bull e McFadden (1977), Bull (1978)
STV	Seção Transversal de Vale	$Sst/Ssr$		Baixa STV indica vales em forma de V e possível soerguimento ativo	Mayer (1986)
IGF	Índice de Gradiente Fluvial	$(\Delta A/\Delta C) \times Ct$		Valores altos de IGF indicam possível frente montanhosa ativa	Hack (1973), Keller (1986)
CPF	Concavidade do Perfil Fluvial	Área sob perfil longitudinal (hachurada)		Valores altos de CPF sugerem ativo rebaixamento do nível de base	Shepard (1979), Wells et al. (1988)

$C_{fm_1}$  – Comprimento da frente montanhosa ao longo da junção montanha-piemonte;  $C_{fm_2}$  – Distância em linha reta da frente montanhosa;  $C_{ffm}$  – Comprimento total das facetas da frente montanhosa;  $L_{fv}$  – Largura do fundo do vale;  $Ade$  – Altura do divisor esquerdo do vale;  $Efv$  – Elevação do fundo do vale;  $Add$  – Altura do divisor direito do vale;  $Sst$  – Superfície do vale em seção transversal;  $Ssr$  – Superfície do semicírculo com raio  $r$ ;  $\Delta A/\Delta C$  – Gradiente fluvial local (diferença de altura ao longo da distância  $\Delta C$ );  $Ct$  – Comprimento total de canal do divisor ao centro do trecho fluvial considerado.

**Fonte:** Suguio (1999).

#### 4.2.2.1 Relação Declividade-Extensão (RDE)/índice de Hack

Este índice morfométrico foi desenvolvido por Hack (1973), o qual, após diversos anos estudando perfis longitudinais de rios, propôs um novo índice para detectar alterações no curso, decorrentes de mudanças no substrato geológico, aporte de carga ou tectonismo, chamado de *stream-gradient index*, ou simplesmente índice SL (relação declive (*slope*) vs. comprimento de curso (*length*)), aqui traduzido como Relação Declividade-Extensão de curso

(RDE) (ETCHEBEHERE et al., 2004). Por isso, é muito conhecido na literatura como índice de Hack, tendo sido aplicado em análises de cunho tectônico em diversas localidades, como, por exemplo, na avaliação do comportamento da falha de San Andreas (Califórnia, EUA).

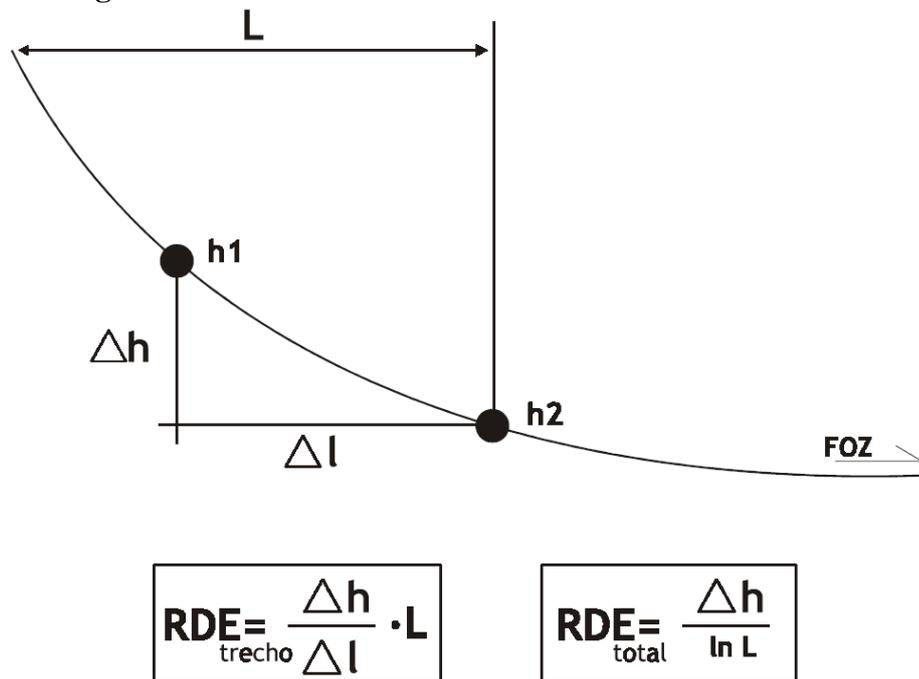
No território brasileiro já existem registros da aplicação de técnicas semelhantes na bacia do rio do Peixe, em São Paulo (ETCHEBEHERE, 2000; ETCHEBEHERE et al., 2004, 2006), na bacia do rio Paraíba, na Paraíba (ANDRADES FILHO, 2010), na região amazônica (RODRIGUEZ; SUGUIO, 1992; RODRIGUEZ, 1993) e na bacia sedimentar de São Paulo (TAKIYA, 1997).

Essa metodologia criada por Hack (1973) deriva em um índice que possibilita o estudo e caracterização de perfis longitudinais dos cursos fluviais, proporcionado as bases para o estabelecimento de comparações entre fluxos de ordem e de porte diferentes. Segundo Etchebehere et al. (2004), em relação ao índice originalmente designado *stream-gradient index*, ou simplesmente índice SL (relação *slope vs. length*), na medida em que se refere à declividade de um determinado trecho de um rio normalizada pela distância do referido trecho às cabeceiras, este parâmetro não deve ser confundido com o gradiente da drenagem, que é simplesmente a razão entre a diferença altimétrica entre dois pontos distintos do curso e a distância entre ambos. Ou seja, é errôneo traduzi-lo simplesmente como *gradiente hidráulico*, como fizeram alguns autores brasileiros (RODRIGUEZ; SUGUIO, 1992; RODRIGUEZ, 1993; TAKIYA, 1997).

O cálculo do RDE é baseado na diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso d'água, representado por  $\Delta H$ , e na projeção horizontal da extensão do referido segmento ( $\Delta L$ ). Assim,  $\Delta H/\Delta L$  corresponde ao gradiente da drenagem em um determinado trecho. O parâmetro “L” corresponde à distância entre o segmento para o qual o índice RDE está sendo calculado e a nascente da drenagem. Para o cálculo de “L”, o ponto de partida do segmento de drenagem pode ser o ponto médio da extensão do referido segmento até a nascente do rio (EL HAMDOUNI et al., 2008) (Figura 7).

O índice RDE pode ser calculado para toda a extensão de um rio (“*whole*” *slope vs. length index*), considerando-se a amplitude altimétrica total, ou seja, a diferença topográfica (em metros) entre a cota da cabeceira e a cota da foz, e o logaritmo natural da extensão total do mesmo. Os índices RDEs aplicados a segmentos de drenagem têm conotação mais local, aplicando-se a análises tectônicas de detalhe, conforme será abordado em outra contribuição (ETCHEBEHERE et al., 2004). Pode-se adiantar, todavia, que até mesmo relações entre índices locais ( $RDE_{\text{trecho}}$ ) e índices de toda a extensão da drenagem ( $RDE_{\text{total}}$ ) podem ser estabelecidas para se categorizar os valores calculados em classes de interesse à interpretação tectônica.

**Figura 7 – Parâmetros utilizados no cálculo do índice RDE para seguimento de drenagem**



Fonte: Martinez (2005).

O índice RDE é utilizado como forma de detecção de possíveis deformações neotectônicas através de parâmetros morfométricos obtidos a partir do perfil longitudinal do canal. Este índice é um indicador preciso acerca de mudanças na declividade do canal fluvial que podem estar associadas às desembocaduras de tributários, as diferentes resistências à erosão hidráulica do substrato rochoso e/ou à atividade tectônica (ANDRADES FILHO, 2010).

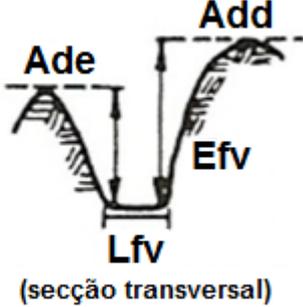
#### 4.2.2.2 Relação Fundo Altura de Vale (RFVA)

O índice morfométrico utilizado neste trabalho foi o da Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV) (BULL; MCFADDEN, 1977). Segundo Stewart e Hancock (1994), esse índice morfométrico é empregado na avaliação das intensidades de atividades neotectônicas de uma região ao longo de feições estruturais individuais. Essa técnica é balizada exclusivamente para áreas fluviais e consiste na medição da altura dos divisores de água do vale. As medições se fazem pela medida da Ade (Altura do divisor esquerdo do vale) e Add (Altura do divisor direito do vale), da Lfv (Largura do fundo do vale) e da Efv (Elevação do fundo do vale) (Figura 8).

**Figura 8 – Fórmula matemática e procedimento de medida para encontrar os valores do índice morfométrico RFAV**

$$\frac{Lfv}{\left[ \frac{(Ade - Efv) + (Add - Efv)}{2} \right]}$$

**Lfv** - Largura fundo de vale  
**Ade** - Altitude do divisor esquerdo do vale  
**Add** - Altitude do divisor direito do vale  
**Efv** - Elevação do fundo do vale



(secção transversal)

**Fonte:** Adaptado de Wells et al. (1988).

Os altos valores de RFAV são atribuídos, geralmente, a vales em forma de “U”, e os baixos referem-se a vales em forma de “V”. Valores baixos de RFAV indicam processos de incisão, porém estes são comumente associados a soerguimentos tectônicos. Índices RFAV < 1 são indicativos de áreas em soerguimento recente (SILVA; SCHULZ; CAMARGO, 2003).

O índice RFAV foi testado por Bull e McFadden (1977) para a montanha frentes norte e sul da Falha Garlock, a sudoeste-nordeste ao longo das margens norte do deserto de Mojave, Sul da Califórnia, nos Estados Unidos. Eles descobriram que os valores do índice variaram de 0,05 a 4,7, com os valores inferiores a serem derivados de vales ao norte da falha onde as frentes de montanha são tectonicamente ativa.

#### 4.2.2.3 Sinuosidade de Frente de Montanha (SFM)

Este índice representa o equilíbrio entre processos erosivos e o desgaste da face do relevo acentuado, gerando maior sinuosidade em canais que cortam lateralmente e na frente do relevo elevado. A atividade tectônica vertical tende a produzir faces de relevo acentuadamente retilíneas, que coincidem com falhas ou fraturas ativas (BULL; MCFADDEN, 1977; EL HAMDOUNI et al., 2008; ANDRADES FILHO, 2010).

Segundo Keller (1986),  $Cfm_1$  é o comprimento da frente de montanha ao longo da junção montanha-piemonte (pé da montanha) e junção  $Cfm_2$  é o comprimento em linha reta de frente (Figura 9). O índice SFM reflete um equilíbrio entre a tendência de fluxos e processos de inclinação para produzir uma frente montanha irregular (sinuoso) e verticais tectônicas ativas, que tende a produzir uma frente proeminente em linha reta (BULL; MCFADDEN, 1977). Assim, as frentes de montanha associadas com elevação ativa são

relativamente simples, mas, se a taxa de elevação é reduzida ou cessa, os processos de erosão vão começar a formar uma frente sinuosa que se torna mais irregular com o tempo.

**Figura 9 – Parâmetros utilizados no cálculo do índice SFM**

$$\text{SFM} = \text{Cfm}_1 / \text{Cfm}_2$$

SFM - Sinuosidade de Frente de Montanha  
 Cfm<sub>1</sub> - Comprimento da frente montanhosa ao longo da junção montanha - piemonte  
 Cfm<sub>2</sub> - Distância em linha reta da frente de montanhosa



**Fonte:** Stewart e Hancock (1994).

O índice Sinuosidade da Frente de Montanha (SFM) foi utilizado por Bull e McFadden (1977) para avaliar o contraste marcante na atividade tectônica norte e sul da Falha Garlock, na Califórnia. No norte da falha os valores de SFM são baixos, sugerindo tectônica ativa, enquanto que no sul da falha dos valores SFM sugerem estabilidade tectônica relativa.

#### 4.3 NEOTECTÔNICA

Um dos desígnios a serem explorados nesta pesquisa está relacionado ao estudo de movimentos neotectônicos e sua relação com o padrão de drenagem, direção dos cursos de água e feições morfológicas desenvolvidas.

O termo neotectônica foi utilizado inicialmente por Obruchev (1948), afirmando que são movimentos da crosta terrestre ocorridos no Terciário tardio e Quaternário, com papel decisivo na formação da topografia contemporânea. Slemmons (1991 apud STEWART; HANCOCK, 1994) diz que neotectônica pode ser amplamente descrita como eventos e processos tectônicos que têm ocorrido depois do Mioceno.

Já para Morner (1990), o período de início dos eventos neotectônicos pode ocorrer em períodos diferentes e em lugares distintos, dependendo do regime tectônico. Stewart e Hancock (1994) concordam com a definição de Morner (1990) afirmando que é o ramo da tectônica preocupada com a compreensão dos movimentos que ocorreram no passado e estão continuando nos dias de hoje.

Em 1978, a Comissão de Neotectônica da *International Union for Quaternary Science* (INQUA) definiu neotectônica como qualquer movimento da terra ou deformação do nível de referência geodésico, seus mecanismos, sua origem (não importando quão antiga seja), suas

implicações práticas e suas extrapolações futuras; inclui toda a escala de tempo dos movimentos, desde os instantâneos (sismos) até  $10^7$  anos, caso necessário para permitir o entendimento da origem do movimento registrado.

A região costeira do Nordeste brasileiro tem sido descrita como palco de intensa deformação durante o Cenozoico. No litoral da região Nordeste, diversos estudos envolvendo dados geológicos, geomorfológicos e geofísicos demonstraram a relevância do tectonismo cenozoico (BEZERRA; AMARO, 1998).

De acordo com Sigmura (1971 apud SUGUIO, 1999), existem três tipos de significado e de importância da tectônica quaternária, subdivididos de acordo com suas escalas temporais de atuação: (a) movimentos crustais; (b) movimentos quaternários propriamente ditos; e (c) movimentos crustais geológicos. Ainda segundo Sigmura (1971 apud SUGUIO, 1999), os movimentos crustais quaternários representam o elo entre o passado geológico e o presente e, além de explicar muitas feições geomorfológicas e ambientes naturais em geral, possui um significado muito importante no prognóstico de movimentos crustais, podendo ser estabelecidas áreas com diferentes graus de suscetibilidade.

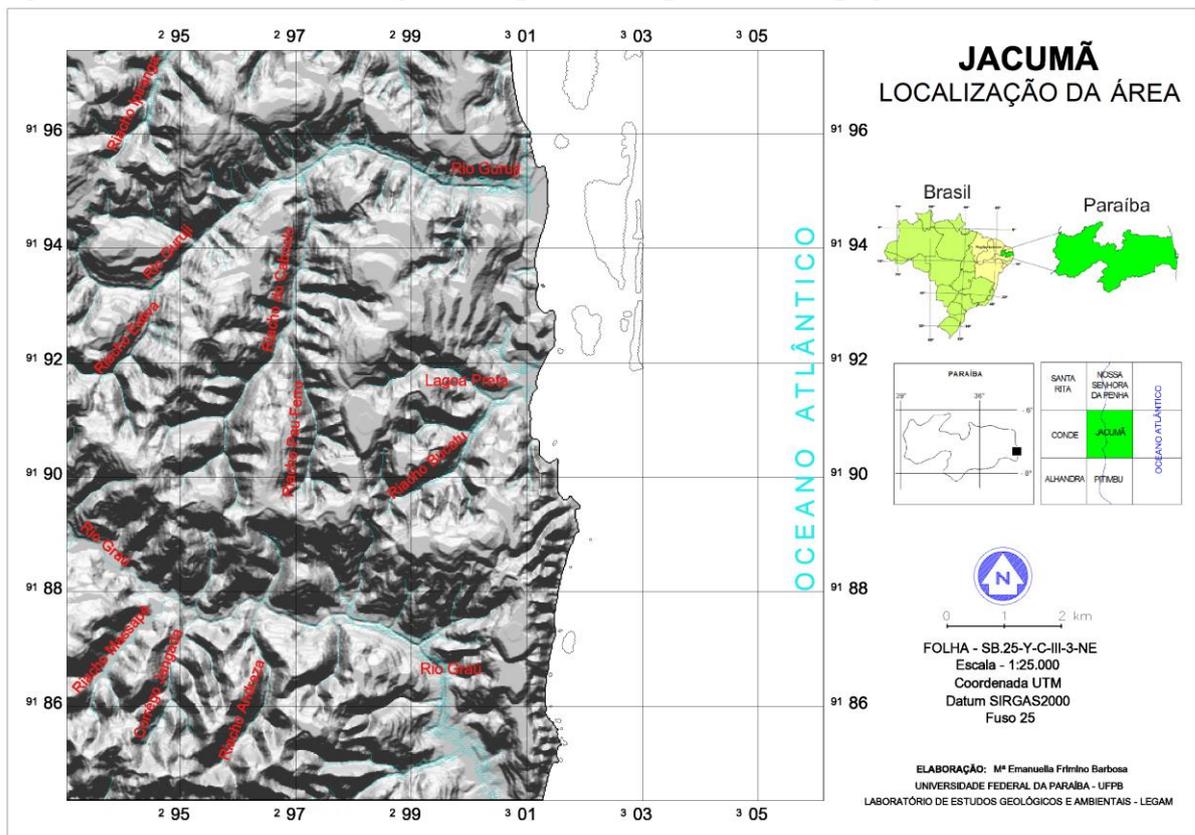
O estudo dos padrões de drenagem é de suma importância para se evidenciar esse tipo de evento, sendo a hidrografia considerada um dos elementos mais susceptíveis às modificações tectônicas crustais, respondendo de imediato a processos deformativos, mesmo àqueles de pequenas escalas e magnitudes (VOLKOV et al., 1967; OUCHI, 1985; PHILLIPS; SCHUMM, 1987; SCHUMM, 1993; WESCOTT, 1993 apud SAAD; BEZERRA, 2004). Tais características tornam a hidrografia e, conseqüentemente, as bacias hidrográficas, elementos apropriados às análises de cunho neotectônico, que busque determinar áreas sujeitas a movimentações, permitindo, inclusive, avanços em termos quantitativos acerca dessas deformações.

Tal como propõe Keller e Pinter (1996 apud RINCÓN; VEGAS, 2000), a quantificação da morfologia do terreno através da morfometria permite comparar distintos ambientes para caracterizar, assim, as áreas de comportamento particularmente característico. Por essa razão os estudos relativos à neotectônica não ficarão somente relacionada aos aspectos fluviais, mas também levarão em consideração a unidade litoestatigráfica da Formação Barreiras.

## 5 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo abrange a região emersa da carta topográfica de Jacumã, escala 1:25.000, (SB. 25-Y-C-III-3-NE) situada geograficamente entre os paralelos  $7^{\circ}15'/7^{\circ}22'30''$  de latitude sul e os meridianos  $34^{\circ}45'/34^{\circ}52'30''$  de longitude oeste. Abarca parte dos municípios do Conde e de Pitimbu, pertencentes respectivamente às microrregiões de João Pessoa e do Litoral Sul do estado da Paraíba (Figura 10).

**Figura 10– Área de estudo região compreendida pela carta topográfica Jacumã 1:25.000**



Fonte: Elaboração própria.

## 6 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS E GEOLÓGICOS

### 6.1 CLIMA

O clima de uma região é o resultado de condições meteorológicas que são típicas, em uma série de anos, e é governado pela radiação solar no topo da atmosfera, pela composição da atmosfera e pela estrutura da superfície terrestre (TERJUNG, 1976; MOREIRA; PIRES NETO, 1998). Na Paraíba a distribuição dos climas está relacionada com a localização geográfica, ou seja, quanto mais próximo do litoral, mais úmido será o clima, e quanto mais distante mais seco, com exceção da região do Sertão Paraibano, que apresenta índices pluviométricos consideráveis, comparado com a região do Cariri Paraibano.

A área de estudo encontra-se inserida na mesorregião da Zona da Mata, a qual apresenta o clima classificado por Köppen como do tipo Tropical quente-úmido (As'), com chuvas abundantes (média anual de 1200 a 1800 mm) no outono (abril, maio e junho). A temperatura média é de 26°C, as temperaturas máximas ocorrem entre o mês de fevereiro e março, em torno de 28°C, e a média das temperaturas mínimas, entre os meses de junho e agosto, é em torno de 23°C. A amplitude térmica anual chega a aproximadamente 5°C e a umidade relativa do ar é de 80%. As chuvas são bem distribuídas ao longo do ano graças à influência da proximidade do mar e da ação da Massa de Ar Equatorial Atlântica, da Frente Polar e dos Ventos Alísios de Sudeste (CARVALHO; TRAVASSOS; MACIEL, 2000).

### 6.2 GEOMORFOLOGIA

Com relação aos aspectos geomorfológicos o estado da Paraíba pode ser dividido, partindo do litoral para o interior, no sentido leste-oeste, nas seguintes unidades geomorfológicas: planícies litorâneas e fluviais, baixos planaltos costeiros ou tabuleiros, depressão sublitorânea, planalto da Borborema, depressão do Curimataú e a depressão Sertaneja.

A região compreendida pela carta topográfica Jacumã está inserida em duas unidades geomorfológicas, que são os baixos planaltos costeiros e a planície litorânea, e apresenta outras subunidades morfológicas descritas a seguir. Na seção referente ao mapeamento geomorfológico serão detalhadas as principais formas de acordo com os táxons, as morfoesculturas, até as pequenas formas de relevo atuais.

### 6.2.1 Baixos planaltos costeiros ou tabuleiros litorâneos

Guerra e Guerra (2006) definem tabuleiro como uma forma topográfica de terreno que se assemelha a planaltos, terminando geralmente de forma abrupta. No nordeste brasileiro os tabuleiros aparecem geralmente em toda a costa. Apresentando paisagem de topografia plana, sedimentar e de baixa altitude.

Os baixos planaltos costeiros estão inseridos na macrocompartimentação dos tabuleiros litorâneos. Essa compartimentação geomorfológica é sustentada predominantemente pelos sedimentos areno-argilosos mal consolidados da Formação Barreiras (Figura 11). Em linhas gerais, constituem unidades geomorfológicas de superfícies aplainadas e suavemente inclinadas para leste, sendo abruptamente interrompidos pelos entalhes fluviais e pelas falésias marinhas esculpidas pela abrasão marinha atual e/ou pretérita (FURRIER, 2007).

**Figura 81 – Unidade morfológica dos tabuleiros litorâneos ou baixos planaltos costeiros**



**Nota:** Observa-se que em alguns pontos o tabuleiro chega até o mar formando as falésias ativas.

**Fonte:** Sudema.

Quando submetida a processos de pediplanação, podem estar associadas a concreções ferruginosas, com vegetação xeromórfica, provavelmente ligadas às condições ambientais áridas ou semiáridas que deram origem à superfície erosiva (CASSETI, 2005). Os baixos planaltos sedimentares (tabuleiros litorâneos) apresentam-se como uma ampla superfície plana ou suavemente ondulada, com altitudes que variam entre 10 e 200 m.

No estado da Paraíba essa unidade morfológica faz parte de toda a região da Zona da Mata, sendo essa região inserida na área de estudo. Segundo Furrier, Araújo e Meneses (2006), as cotas altimétricas dos tabuleiros encontrados na região da carta topográfica Jacumã não ultrapassam 200 m, e o maior ponto encontrado na carta Jacumã é de 121 m. Os autores ainda afirmam que a rede de drenagem desse compartimento apresenta densidade superior ao entalhamento mais profundo, provocando a exumação de rochas sotopostas à Formação Barreiras, gerando vários anfiteatros encaixados.

### **6.2.2 Baixada litorânea**

A baixada litorânea é uma forma de relevo plana constituída de sedimentos recentes do Quaternário, que ocupa as cotas mais baixas da orla marítima, representada pelas praias e áreas baixas de restingas litorâneas. Essa unidade é definida por Suguio (1998) como planície de baixo gradiente que margeia corpos de água de grandes dimensões, como o mar ou oceano, representado comumente por faixas de terra recentemente emersas, compostas de sedimentos marinhos e fluviomarinhos, em geral de idade quaternária.

O termo planície é definido como uma extensão do terreno mais ou menos plano onde os processos de agradação superam os de dissecação. Nas áreas de planície a topografia é caracterizada por apresentar superfícies pouco acidentadas, sem grandes desnivelamentos. O material parental é de origem sedimentar relativamente recente e camadas horizontais ou sub-horizontais.

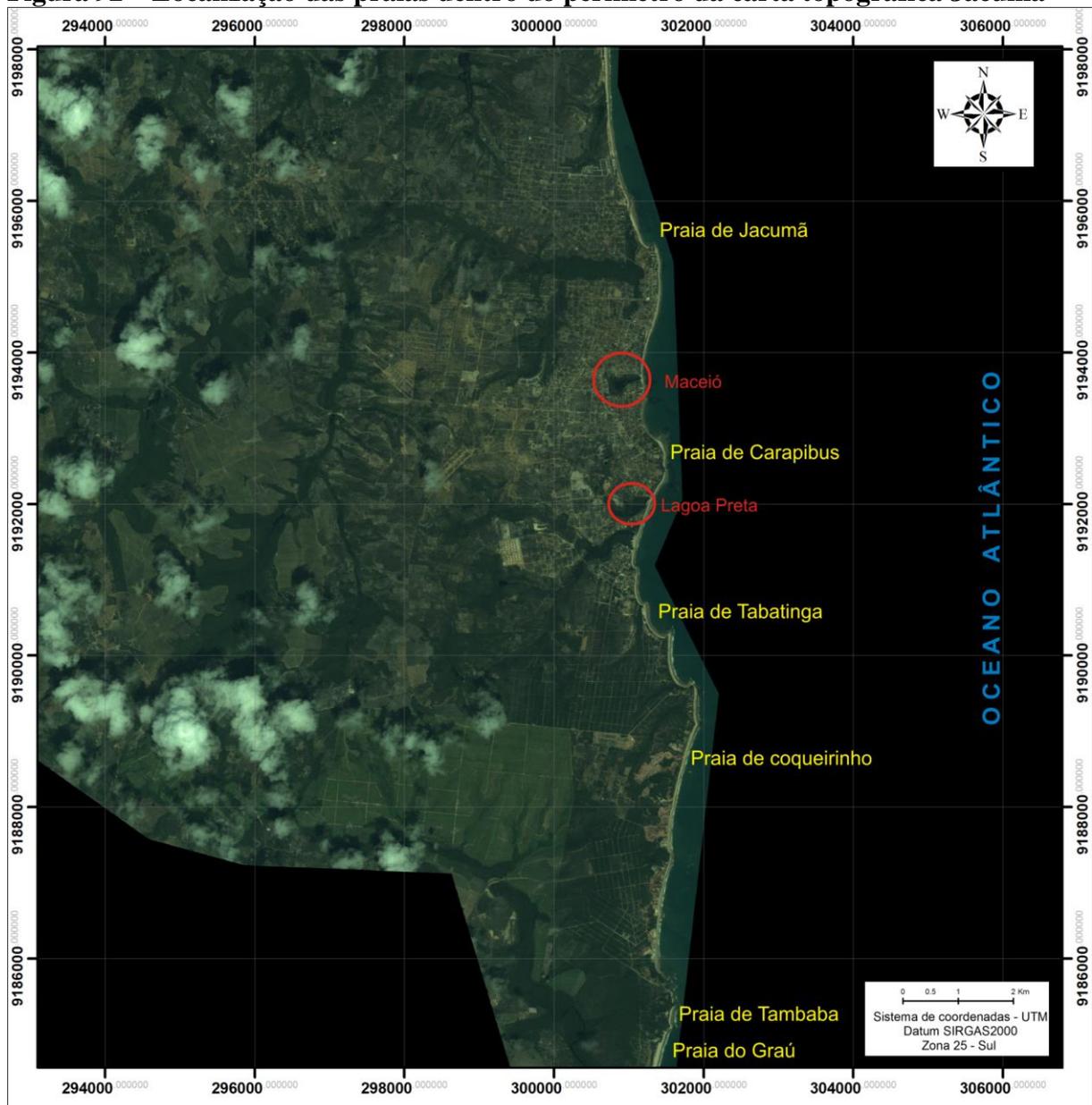
A planície é, portanto, uma forma de relevo onde os processos de deposição são superiores aos de desgaste ou dissecação da paisagem. Isso significa que a verdadeira planície é uma forma de relevo relativamente recente (GUERRA; GUERRA, 2006). As planícies podem ter diversas classificações: marítimas, continentais, inundação, lacustre, deltaica, dentre outras, mas a área estudada apresenta-se inserida em uma área de planície litorânea.

Suguio (2003) ainda complementa que as regiões de planície litorânea são superfícies geomorfológicas deposicionais de baixo gradiente, formadas por sedimentação predominantemente subaquosa, que margeiam corpos de água de grandes dimensões, como o

mar ou oceano, representadas comumente por faixas de terrenos (em depósitos geológicos) recentemente emersos e compostos por sedimentos marinhos, continentais, fluviomarinhas, lagunares etc., em geral de idade quaternária.

Carvalho (1982) caracteriza as planícies litorâneas como unidades morfológicas formadas por terrenos sedimentares, geralmente quaternários, de baixa altitude (0 e 10 m), formados a partir de processos marinhos, fluviomarinhas e eólicos. No domínio da planície litorânea da área de estudo são encontradas as praias e a planícies fluviomarinhas, onde suas principais feições geomorfológicas são divididas em praias, terraços marinhos, planícies marinhas, planícies fluviomarinhas, planícies fluviais e terraços fluviais.

**Figura 92 – Localização das praias dentro do perímetro da carta topográfica Jacumã**



Fonte: Composição: 1R-2G-3B / QuickBird (2008).

O perímetro estudado possui ao todo seis praias: Jacumã, Carapibus, Tabatinga, Coqueirinho, Tambaba e Graú, sendo todas elas delimitadas por linhas de falésias ativas ou inativas. Furrier (2007) ainda descreve a praia de Jacumã como evidência de um resquício de um antigo leque aluvial referente ao estágio final de deposição da Formação Barreiras (Figura 12). Além disso, também são verificadas na área de estudo rios e riachos barrados periodicamente pela acumulação marinha e que dão origem a pequenas lagunas ou lagoas denominadas maceiós.

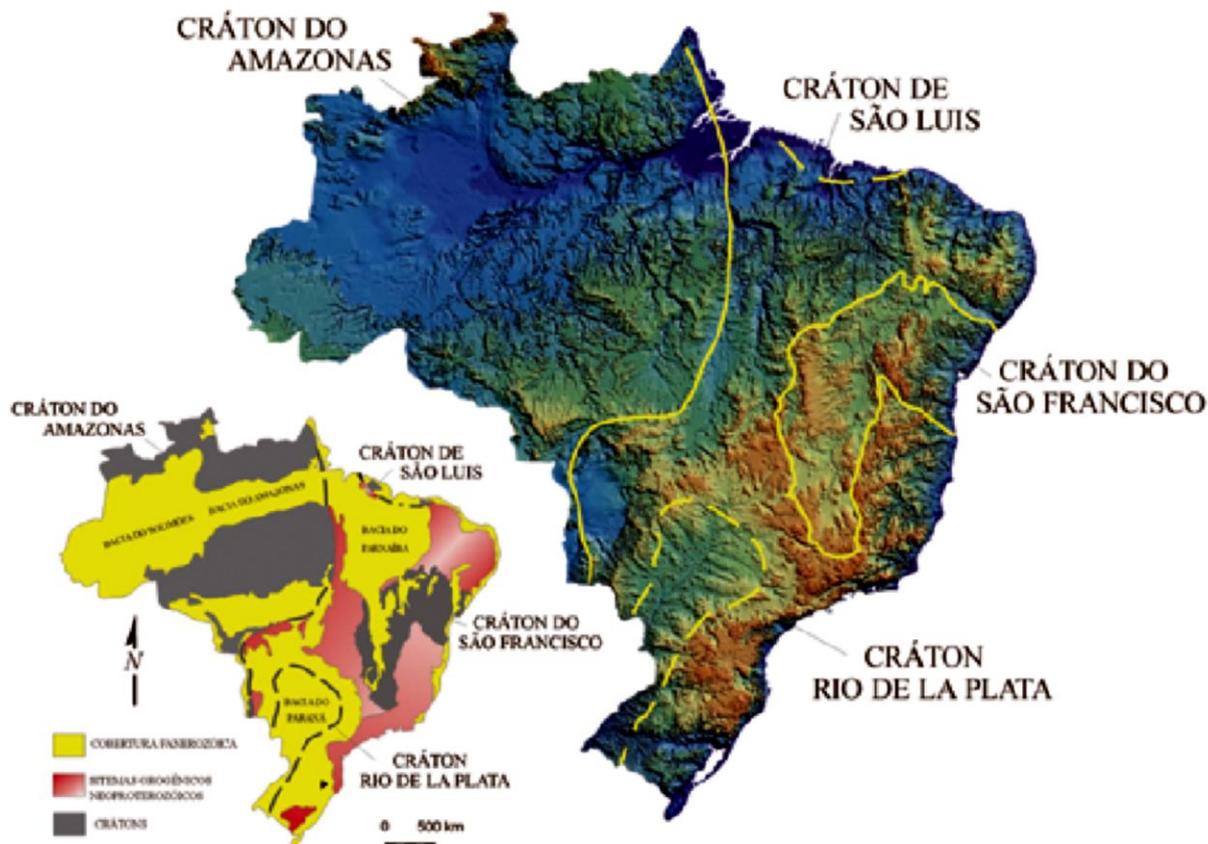
Planície fluviomarinha, também conhecida como planície de inundação, é a parte do vale adjacente ao canal fluvial, composta de sedimentos depositados durante as enchentes, quando as águas transbordam para fora do canal principal. A planície de inundação é composta de sedimentos mais finos do que os do canal fluvial e do dique natural ou dique marginal, e pode estar dissecada pelo leito atual do rio, formando vários níveis de terraços fluviais (SUGUIO, 1998).

Planícies fluviomarinhas se tratam de terrenos sedimentares formados nos terraços do rio onde o relevo é plano e os solos muito férteis. As planícies fluviomarinhas constituem os trechos terminais dos baixos vales dos rios que provêm do interior e que são talhados nas acumulações dos sedimentos da Formação Barreiras. Elas são produzidas por depósitos deixados pelos rios e pelo mar.

### 6.3 GEOLOGIA

O território brasileiro originou-se da junção de quatro grandes crátons: cráton do Amazonas, cráton do São Francisco, cráton de São Luís e o cráton do rio de La Plata (Figura 13). Com o processo de ligação originaram-se três grandes bacias intracratônicas: bacia do Amazonas, bacia do Parnaíba e bacia do Paraná, lembrando-se que após esse processo não houve no Brasil outros eventos desse porte e também, por possuir uma margem passiva, os pesquisadores afirmam que o território brasileiro é composto por dobramentos antigos e não possui formas de relevo com alturas consideráveis, pois o Brasil já passou por um processo de dissecação intenso ao longo de milhões de anos.

Figura 103 – Crátons delimitados no território brasileiro e sua expressão no relevo



Fonte: Françolin e Almeida et al. (1977 apud ALKMIM, 2004).

Segundo Petri e Fúlfaro (1988), a história das bacias intracratônicas brasileiras iniciou-se com subsidência moderada no Siluriano e máxima no Devoniano. A partir desse período o fenômeno perdeu gradativamente intensidade até o Cenozoico. As fases de subsidência intercalaram-se com movimentos positivos, ou seja, com processo de soergimento.

O desaparecimento das bacias intracratônicas ocorreu de forma gradual e, antes que perdessem totalmente suas individualidades, movimentos tectônicos na região costeira propiciaram, a partir do fim do Jurássico, a formação de fossas tectônicas e a sedimentação da plataforma. O cenário principal de sedimentação do Brasil, a partir do Cretáceo, passou das bacias intracratônicas para as bacias costeiras. Já no Cretáceo as bacias intracratônicas perderam suas individualidades, com os depósitos transgredindo para além dos seus limites (PETRI; FÚLFARO, 1988).

Asmus (1975) apresenta três intervalos distintos e definidores do ambiente deposicional das bacias da margem continental brasileira: (a) clástico flúviomarinho; (b) evaporítico marinho restrito; e (c) clástico marinho franco.

Com uma das bacias costeiras, a Paraíba separa duas províncias estratigráficas. A do sul, com exceção da porção correspondente à bacia Pelotas, onde se ausenta o intervalo evaporítico, apresenta a coluna completa, com três intervalos: inferior, clástico, continental; médio, evaporítico; e superior, marinho franco. A província do norte, incluindo a área de Recife-João Pessoa, não conta com esse intervalo médio, evaporítico.

A bacia Paraíba ocupa o litoral norte do estado de Pernambuco, estende-se desde a cidade de Recife, onde é limitada pelo Lineamento Pernambuco, até o vale do rio Camaratuba, ao norte de João Pessoa, estando separada da bacia Potiguar a norte pelo Alto de Touros e da bacia de Alagoas ao sul, pelo Alto de Maragogi (FEIJÓ, 1994 apud BRASIL, 2002). Trata-se de uma feição geológica gerada durante os mesmos processos tectônicos que originaram a bacia do Cabo, no Eocretáceo, sendo, segundo Françolin e Szatmari (1987 apud BRASIL, 2002), a última porção do continente a se separar da África durante a abertura do Oceano Atlântico.

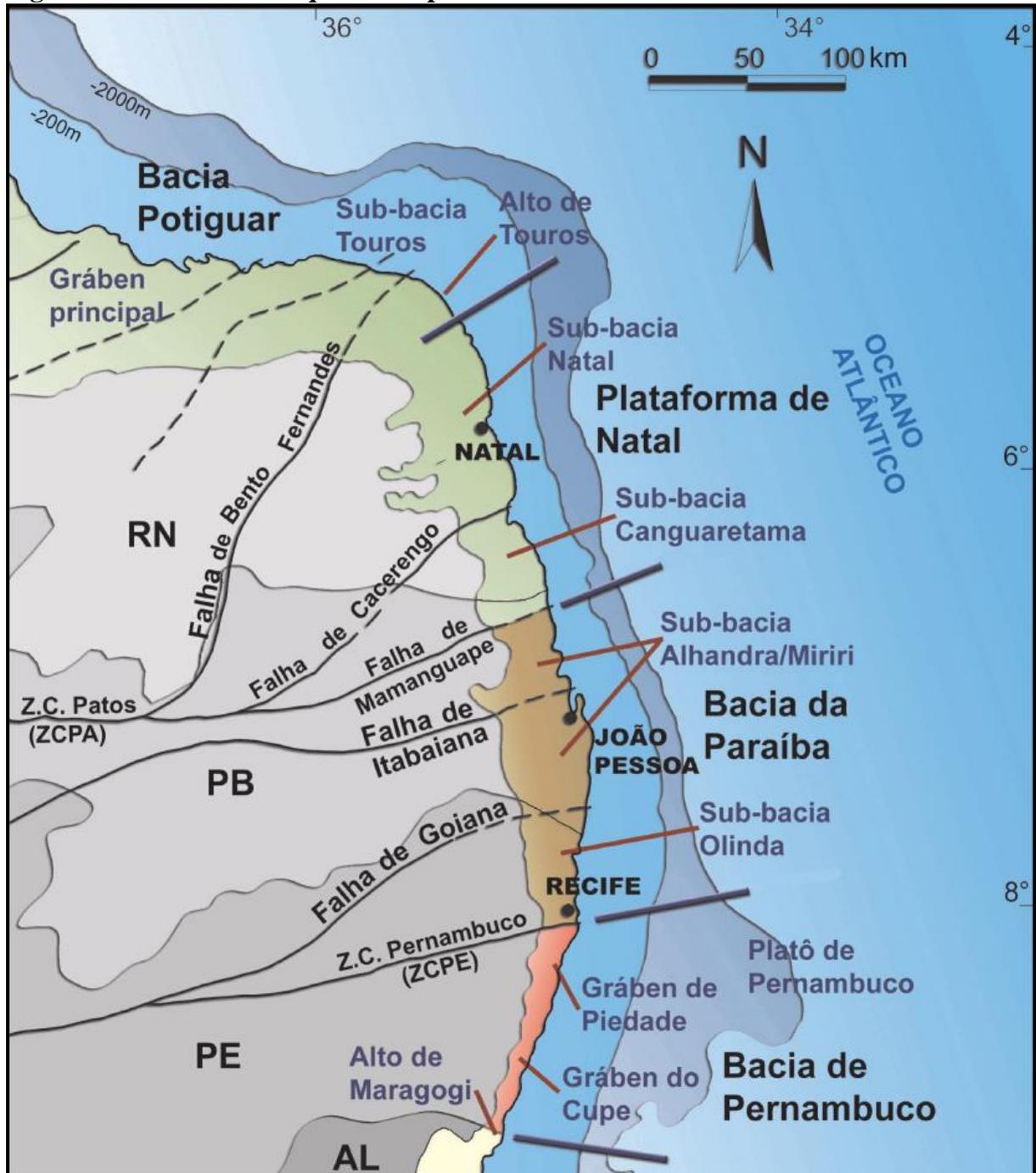
A região onde está inserida a carta topográfica Jacumã se encontra integralmente localizada na bacia sedimentar Paraíba, também denominada de bacia sedimentar Pernambuco-Paraíba (ASMUS; CARVALHO, 1978; BRITO, 1979; MABESOONE; ALHEIROS, 1988, 1991) e já foi designada, segundo Asmus (1975), como bacia Recife-João Pessoa.

Mabesoone e Alheiros (1991 apud BRASIL, 2002) descrevem sua estrutura como um homoclinal com mergulho suave em direção ao mar, o qual é subdividido pelas falhas transversais de Goiana e Itabaiana-Pilar em três sub-bacias: Olinda, Alhandra e Miriri. A largura média da faixa sedimentar é de aproximadamente 25 km e sua espessura máxima pode atingir até 400 m. A área de estudo está totalmente localizada na sub-bacia Alhandra, a qual possui como limites as falhas de Itabaiana, ao norte, e a falha de Goiana, ao sul. (Figura 14).

Porém, Brito Neves et al. (2009) afirmam que o comportamento estrutural do contexto deve ser reintegrado, pois foi deixado praticamente à margem nos trabalhos anteriores, sob um estigma de uma estruturação monoclinal simples e ampla, o que não é de fato, que não encontra respaldo nas muitas observações de campo (e dados de subsuperfície), informando que várias observações adicionais precisam ser feitas.

Segundo Petri e Fúlfaro (1988), a sequência sedimentar mais antiga da faixa costeira da bacia Paraíba é de espessura relativamente reduzida e pertence ao intervalo Campaniano, ou Turoniano-paleoceno, em contato com o embasamento cristalino pré-cambriano. Composta pelas formações, de baixo para cima, Beberibe, Gramame e Maria Farinha, antes denominada pelos mesmos autores de Grupo Paraíba.

Figura 114 – Sub-bacias que fazem parte da bacia Paraíba

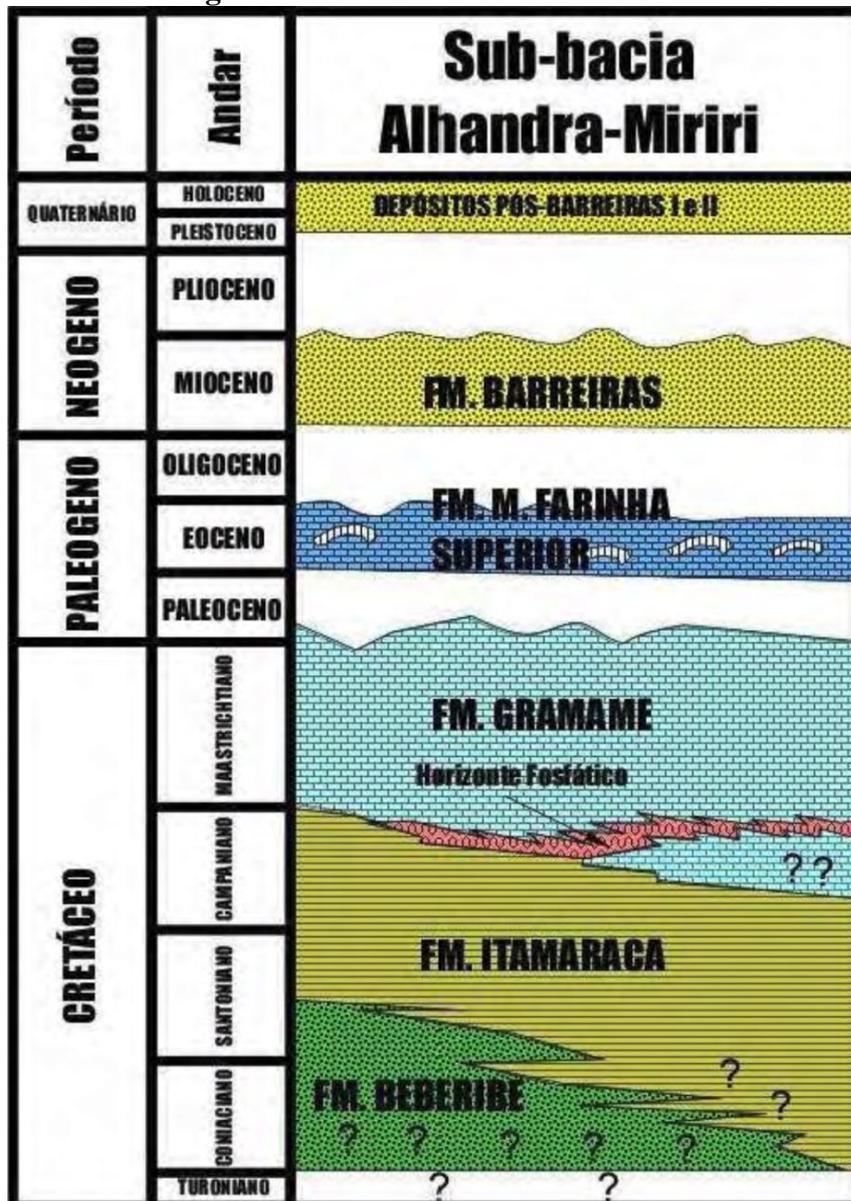


Fonte: Barbosa e Lima Filho (2006).

Quanto à idade da bacia sedimentar Paraíba, até recentemente foi atribuída sua origem ao Cretáceo superior, tendo por base, segundo Beurlen (1962, 1967 apud ASMUS, 1975), as idades dos sedimentos que a preenchem. Porém, em algumas observações, Asmus et al. (1973 apud ASMUS, 1975) chegaram à conclusão de que, analisando essa área dentro de um contexto de evolução global, a área teria uma origem mais antiga.

Segundo Almeida e Carneiro (2004), a área emersa da Bacia Paraíba faz parte, em seu trecho norte, de soerguimento do embasamento, como acima mencionado, da derradeira ligação continental com a África. Na faixa continental emersa, no trecho entre João Pessoa e Recife, recobrimo arenitos depositados em leques costeiros da Formação Beberibe, ocorrem concordantemente camadas de calcários com dolomitos na base e intercalações arenosas da Formação Gramame, cuja idade maastrichtiana é atestada por numerosos fósseis. E possui importantes depósitos de fosforito, representando a transgressão que ali só se realizou em fins do Cretáceo.

Figura 125 – Coluna estratigráfica referente à sub-bacia Alhandra



Fonte: Projeto Integração de Sedimentologia, Sensoriamento Remoto e Geoquímica Aplicada ao Mapeamento da Sucessão Cretáceo-Terciária na Porção Central da Bacia Paraíba, em execução na DSR do INPE (ANDRADES FILHO, 2010).

Segundo Moraes (2008), a bacia da Paraíba se comporta como uma rampa estrutural que mergulha suavemente para leste com presença de blocos falhados com rejeito muito baixo. Porém, Barbosa e Lima Filho (2006 apud MORAIS, 2008) afirmam que sua plataforma corresponde não exatamente a uma rampa homoclinal, como proposto anteriormente, mas a uma rampa distalmente inclinada com talude. Esse comportamento estrutural fez com que se desenvolvesse a estrutura em sub-bacias caracterizadas por efeitos diferenciados de tectonismo e, conseqüentemente, do preenchimento lítico (MABESOONE; ALHEIROS, 1988, 1993; BARBOSA et al., 2003; BARBOSA 2004; BARBOSA; LIMA FILHO, 2006 apud MORAIS, 2008).

A seqüência Beberibe-Gramame-Maria Farinha, da bacia Paraíba, constitui um ciclo transgressivo-regressivo, com transgressão rápida, seguida de relativa estabilidade e regressão um pouco mais demorada. De acordo com Mabesoone (1967), durante o Santoniano, houve o levantamento do continente – composto sobretudo de rochas cristalinas intemperizadas –, o que resultou em aceleração da erosão e transporte a pequena distância.

A área de estudo está inserida, em sua maior parte, sobre os sedimentos arenoargilosos mal consolidados da Formação Barreiras, uma cobertura residual de plataforma capeadora de várias bacias marginais brasileiras, entre elas a Bacia Paraíba (Figura 15). Na área de estudo, a bacia Paraíba encontra-se sotoposta à Formação Barreiras.

Segundo Petri e Fúlfaro (1988), as Formações Beberibe, Gramame e Maria Farinha podem ser capeadas diretamente por depósitos terciários, conhecidos como Barreiras e atualmente existe os estratos quaternários inseridos informalmente sob a designação de Sedimentos Pós-Barreiras. As Formações Beberibe e Gramame interdigitam-se lateralmente.

### **6.3.1 Embasamento cristalino**

O substrato geológico do estado da Paraíba é formado predominantemente por rochas pré-cambrianas, as quais ocupam mais de 80% do seu território, sendo complementado por bacias sedimentares, rochas vulcânicas cretáceas, coberturas plataformais paleógenas/neógenas e formações superficiais quaternárias (BRASIL, 2002).

O domínio transversal é o embasamento da bacia sedimentar Pernambuco-Paraíba. Subdivide-se, nessa área, de norte para sul, em Terreno Alto Pajeú, Terreno Alto Moxotó e Terreno Rio Capibaribe. O Terreno Alto Pajeú é separado do Terreno Alto Moxotó pela Nappe Serra de Jábitacá. Esse terreno é separado do terreno Rio Capibaribe pela zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste (BRASIL, 2002).

O Terreno Alto Moxotó (TAM) representa outro compartimento tectônico destacado da antiga faixa Pajeú-Paraíba. Esse terreno difere substancialmente dos terrenos anteriormente descritos do Domínio Transversal, em razão de dois fatos relevantes: (a) frequência de rochas antigas, arqueanas e paleoproterozoicas; e (b) raridade de rochas neoproterozoicas, inclusive de granitos neoproterozoicos, que são abundantes em toda a Província Borborema (BRASIL, 2002).

### **6.3.2 Formação Beberibe/Itamaracá (Kbi)**

Denominação utilizada pela primeira vez por Kegel (1957) para designar o afloramento fossilífero das camadas microclásticas que ocorrem no vale do rio Beberibe. A Formação Beberibe engloba atualmente toda a sequência clástica basal do Grupo Paraíba, sendo referida como Beberibe/Itamaracá. Trata-se, segundo Mabesoone e Alheiros (1991 apud BRASIL, 2002), de uma sequência essencialmente arenosa, com uma espessura média de 200 m, constituída de arenitos friáveis, cinzentos a cremes, mal selecionados, com componente argiloso.

Na base podem ocorrer leitos conglomeráticos e intercalações de níveis argilosos, enquanto que no topo predominam os arenitos médios a finos, nos quais se intercalam camadas siltico-argilosas com restos fossilíferos. Na subsuperfície observa-se uma passagem lateral, caracterizada por interdigitação e, menos frequentemente, por gradação, para um arenito mais duro, com cimento carbonático e fragmentos de organismos não reconhecíveis, representando uma fácies litorânea-marinha.

Em estudos realizados em fósseis das camadas sedimentares localizadas no vale do rio Beberibe definiu-se uma idade santoniana-campaniana, podendo estender-se até o Maastrichtiano.

Segundo Brito Neves et al. (2009), a idade Pré-Maastrichtiana (pré-Formação Gramame) da formação Beberibe é incontestável. A posição do Coniaciano é variável, baseada em inferências diretas paleontológicas e faciológicas. No trabalho de Lima Filho et al. (2006 apud BRITO NEVES, 2009) a Formação Beberibe é colocada no Coniaciano-Santoniano, com a porção mais carbonática (Itamaracá) ocupando o Campaniano e início do Maastrichtiano.

A sequência se inicia por espesso pacote de arenitos monótonos, de granulação variável, cimento argiloso ou ferruginoso, geralmente friável, denominado por Beurlen (1967 apud PETRI; FÚLFARO, 1988) de Formação Beberibe. Os arenitos variam de

conglomerados a finos, de coloração amarelada a esbranquiçada. Localmente ocorrem depósitos silticos e argilosos (MABESOONE, 1967 apud PETRI; FÚLFARO, 1988).

Na base da Formação Beberibe depositou-se uma camada argilosa, enquanto rios procedentes do interior transportavam para o litoral material mais grosso, areia e seixos, formando uma grande planície aluvial. Sendo assim, pode-se concluir que a Formação Beberibe é de origem fluvial ou estuarina. Na planície aluvial ocorreriam lagunas onde se depositavam siltitos, sendo esse ambiente caracterizado por águas muito rasas, com salinidade bem reduzida. Seria lagoa mais ou menos fechada de água salobra; o mar, portanto deveria estar próximo. A Formação Beberibe é recoberta concordantemente pela Formação Gramame.

### **6.3.3 Formação Gramame (Kg)**

A Formação Gramame se inicia por um horizonte de coquina fosfática passando, acima, para arenito bem selecionado, muito calcífero; o teor de calcário pode ultrapassar 50% dos componentes da rocha. Essa litofácies arenosa passa, acima, para uma litofácies calcária, caracterizada por relativa homogeneidade. Trata-se geralmente de calcários margosos, cuja estratificação fina é ressaltada por delgadas películas de argila. Possui uma coloração acinzentada, passando a creme por intemperismo (PETRI; FÚLFARO, 1988).

A Formação Gramame compreende um pacote sedimentar com até 55 m de espessura, formado por calcários argilosos cinzentos de fácies marinha plena, com algumas intercalações finas de argila, geralmente bioturbadas, e camadas de margas e argilas mais puras. Segundo Mabesoone e Alheiros (1991 apud BRASIL, 2002), ela pode ser dividida em três fácies: (a) uma fácies basal, formada por calcarenitos e calcários arenosos, muito fossilíferos, que se interdigita com uma (b) fácies média formada por fosforitos, sendo recobertas, no topo, por calcários biomicríticos argilosos com uma (c) fácies supra mesolitoral, uma fosfática e uma marinha plena (BRASIL, 2002).

As fácies basais são caracterizadas tanto por calcarenitos como por calcários dolomíticos arenosos, de coloração creme, biomicríticos e mostram muitos fósseis, como conchas espessas fragmentadas. A fácies fosfática apresenta-se como arenitos, calcários argilosos e fosfatizados, também bastante fossilíferos, porém com formas de tamanhos menores (BRASIL, 2002).

A Formação Gramame exhibe três fácies: arenosa, areno-fosfática e calcária. A fácies arenosa exhibe aspectos indicativos de deposição em ambientes litorâneos. Ocorrem depósitos característicos de praia, tendo em vista o tamanho e o grau de seleção das areias, com a

fragmentação dos fósseis sugerindo ação de vagas. Esses fósseis são constituídos predominantemente por gastrópodes grandes e grossos, o que sugere a existência de águas muito movimentadas (BRASIL, 2002).

As fácies calcárias típicas dessa formação sugere uma origem em ambiente nerítico com fundo lodoso, relativamente distante da costa. Representa a fase de maior extensão de transgressão marinha; em consequência, a fauna é abundante e variada.

Segundo Brito Neves et al. (2009), essa formação corresponde ao máximo da transgressão do Grupo Paraíba na sub-bacia em apreço, sendo constituída de rochas carbonáticas claras, calcários argilosos, alguns arenitos calcários, com horizonte fosfático basal, alvo de muitos trabalhos específicos. A Formação Gramame aflora muito pouco na sub-bacia. Em alguns casos ela funciona como horizonte guia, para a separação da Formação Beberibe (abaixo) da Formação Barreiras (situado na capa), sendo essa a melhor forma de identificação da Formação Gramame pelos pesquisadores.

Brito Neves et al. (2009) afirmam que dados de dezenas de poços mostraram espessuras médias predominantes entre 40-50 m, havendo um trecho a oeste de João Pessoa no qual vários poços profundos não detectaram a presença da Formação Gramame, o que pode indicar, segundo o autor, erosão e tectonismo pré-Barreiras, mas isso demandaria a perfilagem geofísica nesses poços.

A Formação Gramame, que tem idade determinada como Maastrichtiano, mostra um caráter transgressivo sobre os arenitos Beberibe, e no topo passa sem interrupção para os calcários da Formação Maria Farinha.

#### **6.3.4 Formação Maria Farinha (PEmf)**

A formação Maria Farinha, segundo Petri e Fúlfaro (1988), é constituída de quatro tipos de sedimentos, sucedendo-se na vertical. A partir da base ocorrem calcários litográficos a sublitográficos, que, de acordo com a classificação de Folk (1959, 1962 apud MABESOONE, 1967 apud PETRI; FÚLFARO, 1988), são micritos azoicos ou calcários microcristalinos.

O capeamento da Formação Gramame pela Formação Maria Farinha é restrito a uma faixa litorânea estreita entre Recife e o vale do rio Goiana. A espessura da Formação Maria Farinha é de cerca de 30 m, podendo apresentar ocasional espessamento em direção à plataforma continental.

**Figura 136 – Formação de cotovelo nas proximidades da foz do rio Guruji (praia do Amor)**



Nota: (a) Recorte de fotografia aérea mostrando a formação de um cotovelo nas proximidades da foz do rio Guruji, (b) provocado supostamente pelo afloramento dos calcários da Formação Maria Farinha, na praia do Amor.

Fonte: Incra/ Terra Foto (1985).

A Formação Maria Farinha aflora no baixo curso do rio Guruji, nas proximidades da linha de costa, formando uma elevação proeminente e que se destaca na paisagem (Figura 16). Essa formação representa a continuação da sequência calcária da Formação Gramame, sendo diferenciada apenas por seu conteúdo fossilífero, que é considerado de idade paleocênica-eocênica inferior (MABESOONE, 1994). Apresenta espessura máxima de 35 m,

provavelmente erodida em parte pela exposição subaérea anterior à deposição dos sedimentos continentais da Formação Barreiras (LEAL; SÁ, 1998).

A Formação Maria Farinha é constituída de calcários clásticos, finos e grossos e margas calcárias do ciclo de regressão, aflorando muito pouco em toda sub-bacia, mais precisamente ao sul da praia de Jacumã, praia de Tabatinga, praia de Coqueirinho e praia de Tambaba.

### **6.3.5 Formação Barreiras (ENb)**

A Formação Barreiras (ou Grupo Barreiras) chamou a atenção dos navegadores portugueses que chegaram à costa brasileira em 1500, por apresentar uma geomorfologia muito peculiar. Essa feição – “barreiras” – ocorre de modo consistente ao longo do litoral brasileiro desde o estado do Amapá até o estado do Rio de Janeiro (ARAI, 2006). Existe um impasse quanto à terminologia e à idade dessa unidade litoestatigráfica.

Com relação à nomenclatura, existem duas denominações para essa unidade, que seria Grupo ou Formação Barreiras, considerando que ambas se referem a sedimentos clásticos, vindos de outro ambiente fora da bacia, e que é pobre em conteúdo fossilífero, dificultando muito sua datação. Essa unidade geológica ainda possui outras características, como cores vivas e variadas, sedimentos mal consolidados, e é composta por arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados.

No presente trabalho convencionou-se utilizar a terminologia Formação Barreiras, pois, mesmo sendo sua classificação considerada em alguns trabalhos como “Grupo”, ainda é sujeita a controvérsias. Sampaio, Pereira e Vilas Boas (1991 apud FURRIER; ARAÚJO; MENESES, 2006) afirmam que, devido a critérios de mapeabilidade, extensão territorial e características litológicas distintas, podem ser agrupadas em diferentes formações.

A Formação Barreiras, que ocorre desde o litoral amazônico, acompanha o litoral à retaguarda da planície quaternária e acha-se delimitada no interior por um relevo bem mais acidentado de rochas cristalinas pré-cambrianas. Essa unidade geológica forma um relevo popularmente conhecido como tabuleiro, que se caracteriza por um topo plano e suavemente inclinado para o Oceano Atlântico e mais ou menos dissecado por vales fluviais de vertentes relativamente íngremes. Onde a sedimentação litorânea se torna escassa ou é inexistente, a linha de costa é definida por escarpas ou falésias marinhas da Formação Barreiras, exibindo uma paisagem bastante comum não somente no litoral nordestino, mas até nos litorais oriental e sudeste (MARTIN; BITTENCOURT; DOMINGUEZ, 1999).

Segundo Alheiros et al. (1988), essa formação é caracterizada pela presença de fácies típicas de um sistema fluvial entrelaçado e transicionais para leques aluviais, composto por depósitos de granulometria variada, apresentando cascalhos, areias grossas e finas, de coloração creme amarelada, com intercalação de microclastos de argila/silte (Figura 17). Segundo Brito Neves et al. (2009), a Formação Barreiras poderia ter sido depositada apenas nas faixas mais orientais e mais rebaixadas, tendo como áreas-fonte as porções elevadas dos depósitos cretáceos.

**Figura 147 – Afloramento da Formação Barreiras**



**Fonte:** Elaboração própria (2011).

Os sedimentos da Formação Barreiras provêm basicamente dos produtos resultantes da ação do intemperismo sobre o embasamento cristalino arqueado, localizado mais para o interior do continente. No estado da Paraíba, esse embasamento arqueado é composto pelas rochas cristalinas do Planalto da Borborema. Através de análises sedimentológicas na Formação Barreiras, constatou-se que as fontes de seus sedimentos seriam granitos, gnaisses e xistos, litologias predominantes no Planalto da Borborema (GOPINATH; COSTA FILHO; SOUSA JÚNIOR, 1993).

A fácies de leque é constituída por diamictito de coloração creme a avermelhada, com seixos e grânulos subangulosos de quartzo e blocos de argila retrabalhada, em corpos tabulares a lenticulares de até 1 m de espessura, intercalados com camadas silticoargilosas menos espessas. Essas litologias, segundo os autores, representam a porção distal de leques aluviais, construídos por fluxos de detritos afogados nos períodos de inundações (BRASIL, 2002).

Alheiros et al. (1988) acreditam que a Formação Barreiras representa a evolução de um sistema fluvial construído em fortes gradientes e sob clima predominantemente árido, sujeito a oscilações.

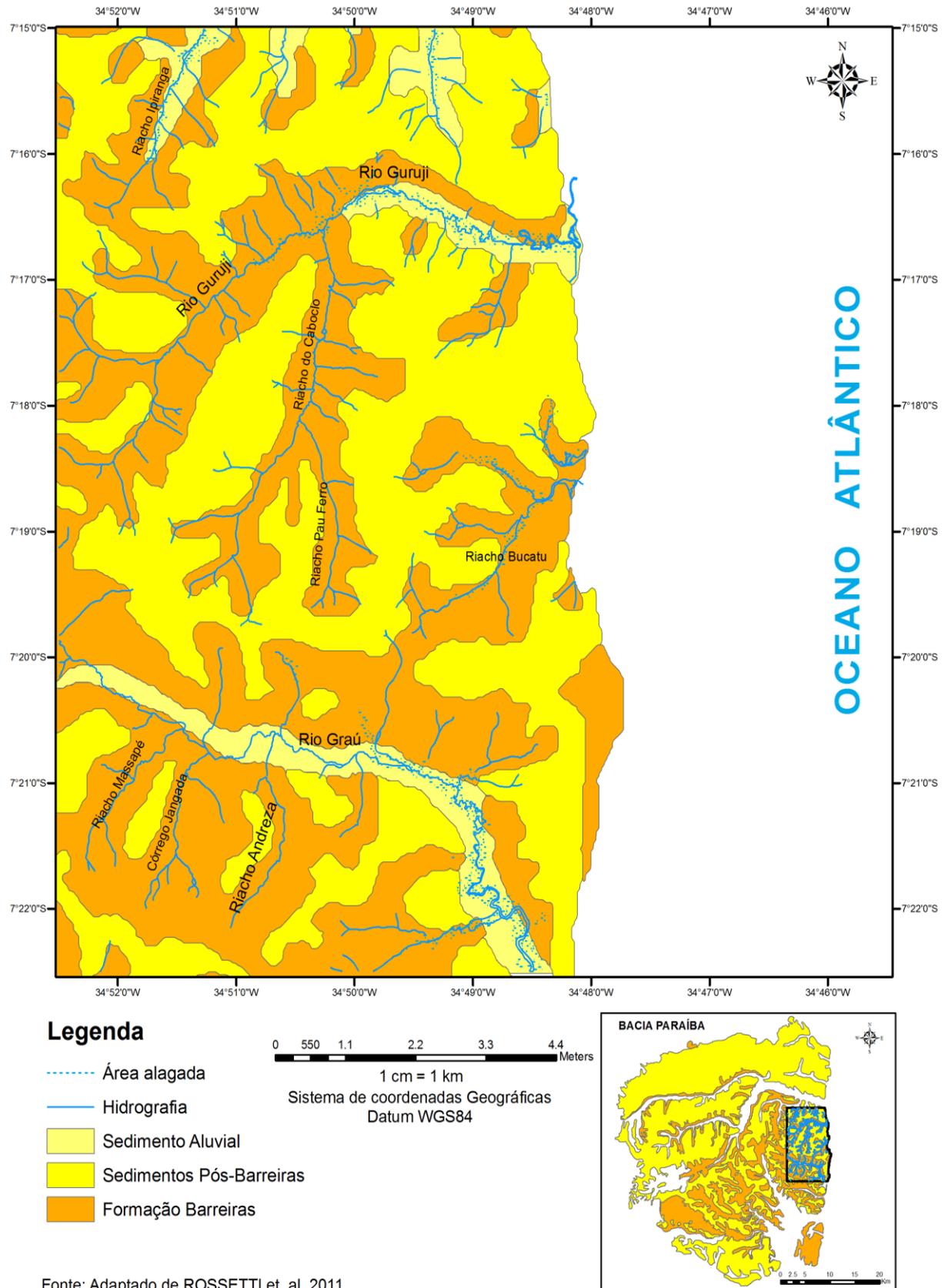
A não abundância de fósseis na Formação Barreiras impede uma datação precisa, de modo que os autores divergem entre si. Em geral, atribui-se um intervalo de sedimentação entre o Paleógeno (Oligoceno) e o Neógeno, chegando até o Pleistoceno. Salim et al. (1975), Mabesoone et al. (1972), Suguio et al. (1986) e Brito Neves et al. (2009) salientam que existem alguns equívocos (involuntários) quanto ao mapeamento da Formação Barreiras, onde muitas das áreas delimitadas como Formação Barreiras foram definidas por pesquisadores que se fundamentaram em aspectos morfológicos obtidos através de aerofotos, mais do que em trabalhos de campo. Na verdade, ora sendo áreas de exposição da Unidade Pedoestatigráfica Engenho Novo (UPEN), ora áreas de exposição da Formação Beberibe.

#### 6.3.5.1 Sedimentos pós-Barreiras

Os sedimentos pós-Barreiras assentam-se sobre a Formação Barreiras ou diretamente sobre o embasamento cristalino, sendo constituída principalmente por sedimentos arenosos e, subordinadamente, argilosos, maciços ou estratificados (ANDRADES FILHO, 2010).

Não há trabalhos prévios documentando a idade dos sedimentos pós-Barreiras expostos em superfície. A inexistência desses dados é principalmente devida à sua composição arenosa e natureza fortemente intemperizada, que dificulta a obtenção de datações radiogênicas confiáveis (Figura 18). Depósitos quaternários dessa idade, e mais antigos, estão sendo recentemente bem documentados em subsuperfície na Ilha do Marajó, onde eles têm auxiliado na caracterização de um paleovale tectônico, cuja morfologia tipicamente afunilada, ainda preservada na paisagem atual, é passível de reconhecimento até as proximidades da cidade de Tucuruí (ROSSETTI; VALERIANO 2007; TATUMI et al., 2008).

**Figura 158 – Recorte do mapa geológico da região da bacia Paraíba**  
**MAPA GEOLÓGICO**

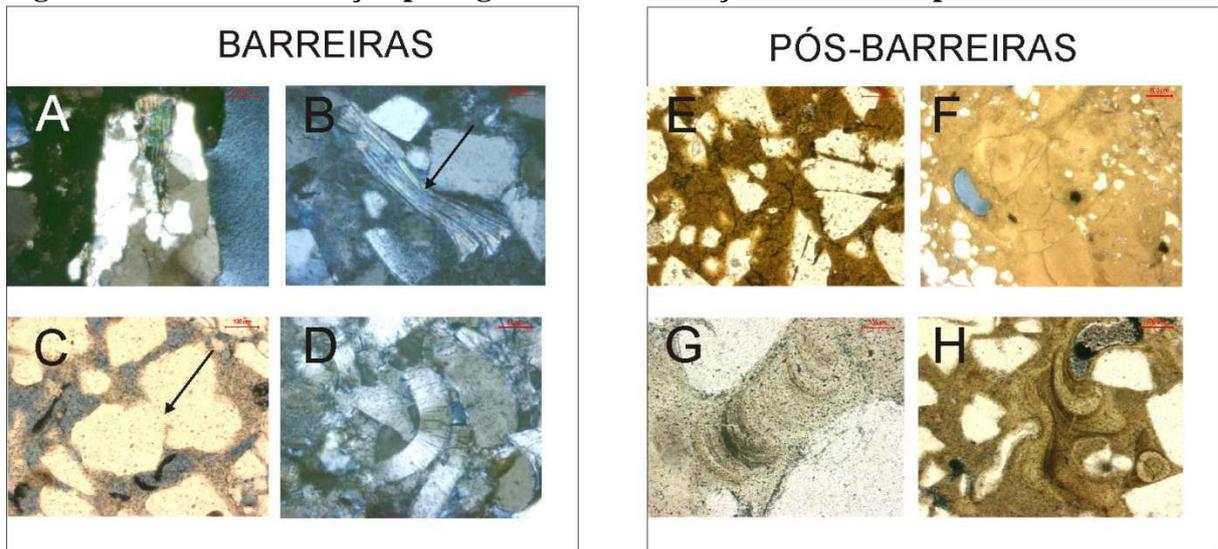


Fonte: Adaptado de ROSETTI et. al. 2011

**Fonte:** Adaptado de Rossetti et al. (2011).

Segundo Barros et al. (2011), na Formação Barreiras as frações argilosas correspondem à pseudomatriz (esmagamento de grãos dúcteis) e à epimatriz (substituição dos grãos do arcabouço por caulinita), enquanto nos sedimentos pós-Barreiras essas frações são provenientes de processos relacionados à bioturbação e à injeção de argila pela movimentação de fluidos penecontemporaneamente ou pouco após a sedimentação, como ficou evidente pela abundância de icnofósseis (Figura 19, G) e estruturas de fluidificação nas lâminas (Figura 19, H). Além disso, o grau de empacotamento é mais fechado nos arenitos da Formação Barreiras, o que se deve a seu maior tempo e grau de soterramento. Foram observadas feições de compactação mecânica (p.e., deformação de clastos dúcteis – Figura 19, B), compactação química (p.e, contatos côncavo convexos – Figura 19, C) e cimentação por caulinita vermicular (Figura 19, D) somente na Formação Barreiras, o que é consistente com sua maior exposição a processos diagenéticos (BARROS et al., 2011).

**Figura 169 – Caracterização petrográfica da Formação Barreiras e pós-Barreiras**



Nota: (A) Fragmento metamórfico; (B) Mica grossa deformada (seta); (C) Grãos em contato côncavo-convexo (seta); (D) Porosidade cimentada por caulinita vermicular; (E) Arenito argiloso (matriz não deposicional) com amplo domínio de grãos de quartzo monocristalino; (F) Lamito arenoso (matriz não deposicional); (G) Bioturbação; (H) Feições de injeção de material argiloso.

**Fonte:** Barros et al. (2011).

De acordo com Barros et al. (2011), a presença de mais de 5% de material argiloso resultou na classificação descritiva dos arenitos dessas unidades como *wackes* quartzosos, já que são raros os grãos de feldspato encontrados em lâminas, possivelmente devido ao alto grau de alteração das amostras. Foram observadas diferenças marcantes entre os grãos do arcabouço da Formação Barreiras, que, apesar do domínio de quartzo monocristalino (aproximadamente 80%), apresentam uma quantidade considerável de quartzo policristalino

(15%, Figura 19, A), além de fragmentos de rocha metamórfica de baixo grau e micas grossas (3%). Por outro lado, grãos do arcabouço dos arenitos dos sedimentos pós-Barreiras são constituídos predominantemente de quartzo monocristalino (95%). Além disso, os grãos na Formação Barreiras são, em geral, mal selecionados, angulosos, enquanto nos sedimentos pós-Barreiras, eles são muito mal selecionados, subangulosos a subarredondados.

### 6.3.6 Depósitos quaternários

Os depósitos quaternários na área compreendida pela carta Jacumã podem ser divididos em dois grupos: o dos depósitos marinhos transicionais (terraços pleistocênicos, recifes rochosos, depósitos de mangue e areias praias) e o dos depósitos continentais (depósitos coluviais e depósitos eluviais).

#### 6.3.6.1 Terraços marinhos-pleistocênicos

Os terraços marinhos constituem-se em antigos relevos costeiros, representando paleolinhas praias que correspondem a diferentes fases transgressivas e regressivas, associados, respectivamente, a estágios interglacial e glacial do hemisfério norte durante o quaternário (SUGUIO, 1998). Os terraços marinhos pleistocênicos diferenciam-se dos terraços marinhos holocênicos por apresentarem topos mais elevados e por estarem situados geralmente em posições mais internas, nas planícies costeiras (SUGUIO, 1999).

**Figura 2017 – Terraço marinho pleistocênico encontrado na praia Tabatinga**



Fonte: Elaboração própria (2011).

Guerra e Guerra (2006) definem os terraços marinhos como depósitos sedimentares de origem marinha, situado acima do nível médio atual. Os terraços marinhos pleistocênicos foram formados há cerca de 120.000 AP, quando o nível relativo do mar esteve em  $8\pm 2$  m acima do nível atual. Essa elevação do nível do mar é denominada de transgressão Cananeia ou penúltima transgressão (SUGUIO; MARTIN, 1978).

Na área estudada foram identificados terraços marinhos pleistocênicos na praia de Tabatinga (Figura 20), que se encontra a aproximadamente 6 m acima do nível médio do mar atual. Difere-se substancialmente das litologia adjacentes e apresentam na sua superfície irregularidade típicas de terraços marinhos atuais com sua respectiva fauna.

#### 6.2.6.2 Recifes rochosos (*beach rocks*)

O termo recife tinha originalmente um significado náutico, referindo-se a qualquer obstáculo à navegação, podendo ser de natureza orgânica ou inorgânica (SUGUIO, 1998). De acordo com Guerra e Guerra (2006), os recifes são formações geralmente litorâneas que aparecem próximas à costa. O termo recife deriva da palavra árabe *razif*, que quer dizer, literalmente, pavimento. Os recifes podem ser classificados, segundo a sua origem, em: recifes de arenito ou recifes de corais. Na área de estudo encontram-se os recifes do tipo *beach rocks*, que são antigas praias cimentadas, cuja posição atual depende da variação do nível do mar.

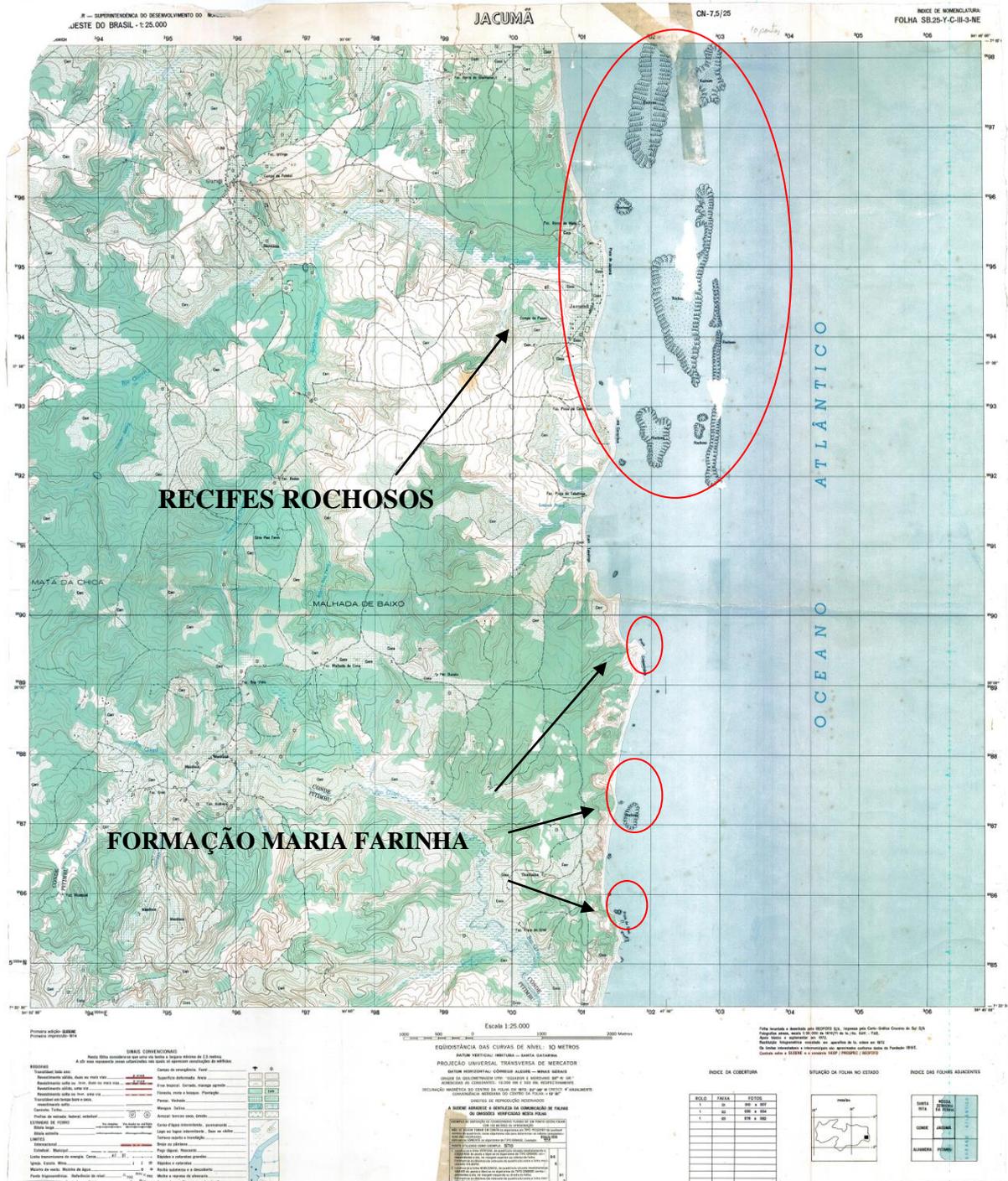
Analisando a Figura 21 pode-se ver que os recifes rochosos ocorrem predominantemente na porção norte da área de estudo, formando feições descontínuas e elipsoides, com extensão norte-sul, que se estende por aproximadamente 600 m. Esse tipo de formação rochosa encontra-se em praticamente todo o litoral da Paraíba em frente às praias do Poço, Camboinha, Formosa e Miramar, na porção do litoral norte do estado da Paraíba (FURRIER, 2007).

Esse tipo de formação é importante na configuração da linha de costa atual pelo fato de servir de obstáculo à incidência direta das ondas. O que se observa na área é que, onde existem essas feições, juntamente existem pontas arenosas e, em alguns trechos, formam feições que lembram enseadas, como entre as praias de Tabatinga e Coqueirinho (Figura 21).

Quanto à origem dos recifes rochosos, pôde-se constatar em campo, onde foi utilizado um ácido clorídrico para identificação e distinção do material entre calcário ou arenito, que o material de origem são calcários da Formação Maria Farinha sem essa formação sotoposta à Formação Barreiras, ou seja, em um momento remoto toda essa área era recoberta pelos

sedimentos da Formação Barreiras e abaixo dela vinha a Formação Maria Farinha, com o tempo toda a Formação Barreiras foi erodida, sobrando os calcários da Formação Maria Farinha como um tipo de “formação testemunha”.

**Figura 181 – Áreas de recifes rochosos na área de estudo**



Fonte: Brasil (1974).

### 6.3.6.3 Depósitos de mangue

Depósitos de mangue, segundo Suguio (2008), são ambientes caracterizados pela associação de árvores e arbustos, além de algumas gramíneas, que se desenvolvem na planície de maré protegidas margeando lagunas e estuários de regiões quentes e úmidas. O substrato desses ambientes são, em geral, lamosos e ricos em matéria orgânica.

Guerra e Guerra (2006) definem como um terreno baixo, junto à costa, sujeito às inundações das marés. Esses terrenos são na quase totalidade constituídos de vazas (lamas) de depósitos recentes.

A vegetação é capaz de se manter nesses ambientes salinos por secretar o excesso de sal através das folhas ou por filtrar o sal em seu sistema radicular. A vegetação de manguezais é geralmente composta de *Avicinnia* e *Rhizophora*, cujas raízes permanecem expostas, conferindo aparência peculiar flutuante (ROSSETTI, 2008).

Na área de estudo os mangues estão associados à acumulação em áreas de planície de maré, na praia de Jacumã, na área da porção termal do rio Guruji, um pouco mais ao norte, na desembocadura do rio Gramame, limite da área de estudo, e na desembocadura do rio Graú, limite sul da área de estudo. Além disso, podem-se encontrar áreas de mangue em torno de lagoas, como a lagoa Preta e dois maceiós existentes na área (Figura 22).

**Figura 192 – Área de mangue área abrangida pela lagoa Preta**



Fonte: Google Earth (2012).

#### 6.3.6.4 Areias praias

Praia é uma zona perimetral de um corpo aquoso, composta de material inconsolidado, em geral arenoso ou mais raramente composta de cascalhos, conchas de moluscos etc., que se estende desde o nível de baixa-mar média para cima, até a linha de vegetação permanente, ou há mudanças na fisiografia, como as zonas de dunas ou de falésias marinhas. Quando essas zonas não apresentam material inconsolidado, mas substrato rochoso, tem-se o terraço de abrasão por ondas. A praia abrange a antepraia, ou praia entremarés, e a pós-praia, ou praia seca, não fazendo parte dela as formas e os depósitos de praia permanentemente submersos (SUGUIO, 1998).

Segundo Furrier (2007), dados sobre a granulometria das praias do estado da Paraíba são escassos e dispersos, razão pela qual não podem ser utilizados para estudos sobre o comportamento praias sazonal. Análises granulométricas em cem amostras distribuídas por todo o Litoral Paraibano foram efetuadas por Neves (2003), que obteve o seguinte resultado: 51% das amostras resultaram em areia média, 37 % areia fina, 10% areia grossa e 2% areia muito fina. Infelizmente os resultados obtidos não puderam ser diretamente comparados, visto que a pesquisadora não realizou análises sobre os teores de carbonato, através de técnica de dissolução de HCl a 10%, a diferença de peso e também não discriminou a escala granulométrica adotada.

#### 6.3.6.5 Depósitos flúvio-marinhos

São sedimentos originados pela ação combinada de processos fluviais e marinhos litorâneos, caracterizando-se por exibir propriedades mistas. Em geral encontram-se em planícies costeiras. Estão agrupados nessa categoria os depósitos de acumulações fluviais, que contêm principalmente materiais arenosos, areno-argilosos, material orgânico e argilosos. Essas áreas estão representadas por faixas de planícies, terraços e áreas de inundação periódica que se desenvolvem ao longo dos rios e seus afluentes.

## 7 MATERIAIS E MÉTODOS

Para o desenvolvimento desta pesquisa foi necessária a utilização de um conjunto de equipamentos e instrumentos que possibilitaram a coleta de dados, além de laboratórios e ferramentas computadorizadas para o processamento, organização e análise desses dados. A seguir serão detalhados os procedimentos técnico-operacionais relativos a cada objetivo específico.

Em um primeiro momento foi efetuado um levantamento detalhado de bibliografia sobre os temas abordados e também sobre a área de estudo, possibilitando a elaboração de uma revisão de literatura consistente e com subsídios criteriosos para o melhor desempenho da pesquisa. Os temas que foram abordados na pesquisa bibliográfica são: geologia, geomorfologia, neotectônica e Sistemas de Informações Geográfica (SIG).

O material cartográfico produzido neste trabalho foi confeccionado com auxílio do *software Spring* versão 5.2. Todo o produto confeccionado foi gerado a partir das curvas de nível extraídas da carta topográfica Jacumã (SB. 25-Y-C-III-3-NE) (BRASIL, 1974), escala de 1:25.000, com equidistância das curvas de nível de 10 m. O sistema de coordenadas utilizadas foi Universal Transversa de Mercator (UTM) e o Datum SIRGAS2000 (Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas).

No processo de vetorização manual da carta topografia Jacumã foi utilizado o *software* gratuito *DraftSight*, um programa para edição e compartilhamento de arquivos no formato DWG que possui uma interface ao *AutoCAD* devido à semelhança apresentada pelas ferramentas de ambos os aplicativos.

Outro *software* usado durante a pesquisa foi o *ProGrid*, disponível no sítio do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), uma aplicação *desktop* desenvolvida para o sistema operacional *Windows*, que permite a transformação de coordenadas entre os sistemas de referência oficiais em uso no Brasil: Córrego Alegre, SAD69 e SIRGAS2000.

Foi gerado o Modelo Numérico do Terreno (MNT) com auxílio do *software Spring* 5.2 e a partir deste foram confeccionadas as cartas clinográfica (declividade), hipsométrica (altimetria), de orientação de vertente, geomorfológica, além de perfis topográficos, modelo sombreado do terreno e o modelo em 3D. A análise desses produtos cartográficos foi de fundamental importância na elaboração deste trabalho, pois se pôde observar várias discrepâncias topográficas, diferentes níveis de entalhamento e de declividade e o padrão assimétrico da drenagem da bacia. E, por fim, foram aplicados nas drenagens os índices morfométricos relacionados à avaliação de neotectônica.

## 7.1 MODELO NUMÉRICO DO TERRENO (MNT)

Uma das modelagens mais utilizadas nas geotecnologias diz respeito à elaboração de Modelos Numéricos do Terreno ou Modelos Digitais do Terreno. Tais nomenclaturas obedecem à ideia de que esse tipo de modelagem procura representar digitalmente o comportamento da superfície do planeta. Atualmente, porém, essa visão tornou-se um pouco mais abrangente, podendo esse modelo ser considerado como a representação da variação contínua de qualquer fenômeno geográfico que ocorre na superfície ou mesmo na atmosfera terrestre (FITZ, 2008).

Sheng, Barrett e Mitchell (1997) propõem o uso de Sistemas de Informação Geográfica (SIGs) na classificação e avaliação da bacia hidrográfica em países em desenvolvimento e destaca a importância de ferramentas como o Modelo Numérico do Terreno (MNT) na obtenção de parâmetros (como borda da bacia, elevações e características das encostas) e em contribuições com outros fatores (como mapa geológico e de solos) para derivar cartas interpretativas.

Modelo Numérico de Terreno (MNT) é uma representação matemática da distribuição espacial de uma determinada característica vinculada a uma superfície real. A superfície é, em geral, contínua e o fenômeno representado pode ser variado (LOPES et al., 2006).

Dados de relevo, informação geológica, levantamentos de profundidades do mar ou de um rio, informação meteorológica e dados geofísicos e geoquímicos são exemplos típicos de fenômenos representados por um MNT (CÂMARA et al., 2001).

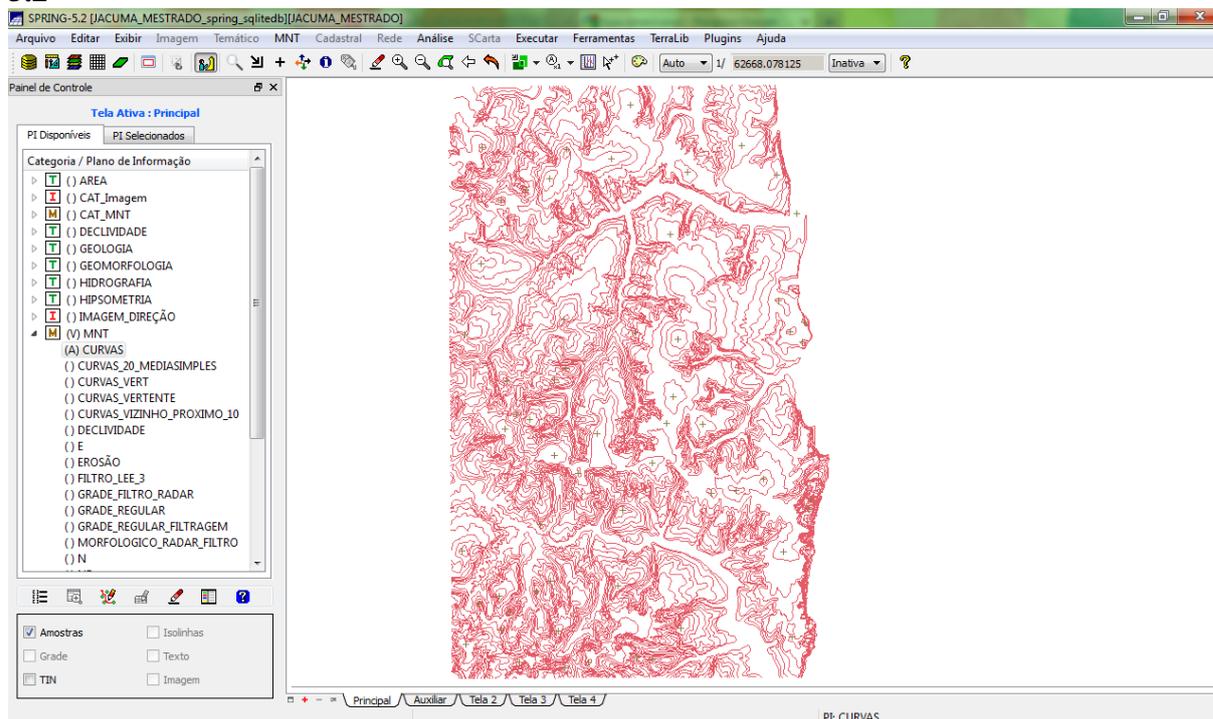
Em termos gerais, pode-se afirmar que os MNTs podem ser representados matematicamente por meio de pontos e linhas (no plano) ou grades de pontos e polígonos (para superfícies tridimensionais). Esses modelos proporcionam, portanto, a possibilidade de construção de uma superfície tridimensional a partir de atributos de dados dispostos no sistema (FITZ, 2008).

Os MNTs são utilizados para trabalhos envolvendo geomorfologia, pois com eles podem-se extrair outras informações importantes para a caracterização da área de estudo, por exemplo: cálculo de declividades, estabelecimento de perfis topográficos, elaboração de mapas de orientação de vertentes.

Segundo Câmara et al. (2001), o processo de geração de um Modelo Numérico de Terreno pode ser dividido em duas etapas: amostragem e interpolação.

Na aquisição das amostras ou amostragem, as amostras disponíveis para elaboração das grades representam o comportamento do relevo da região, dispostas numa malha de pontos e isolinhas com informações altimétricas distribuídas irregularmente (Figura 23).

**Figura 203 – Disposição das amostras (isolinhas) da área de estudo no software Spring 5.2**



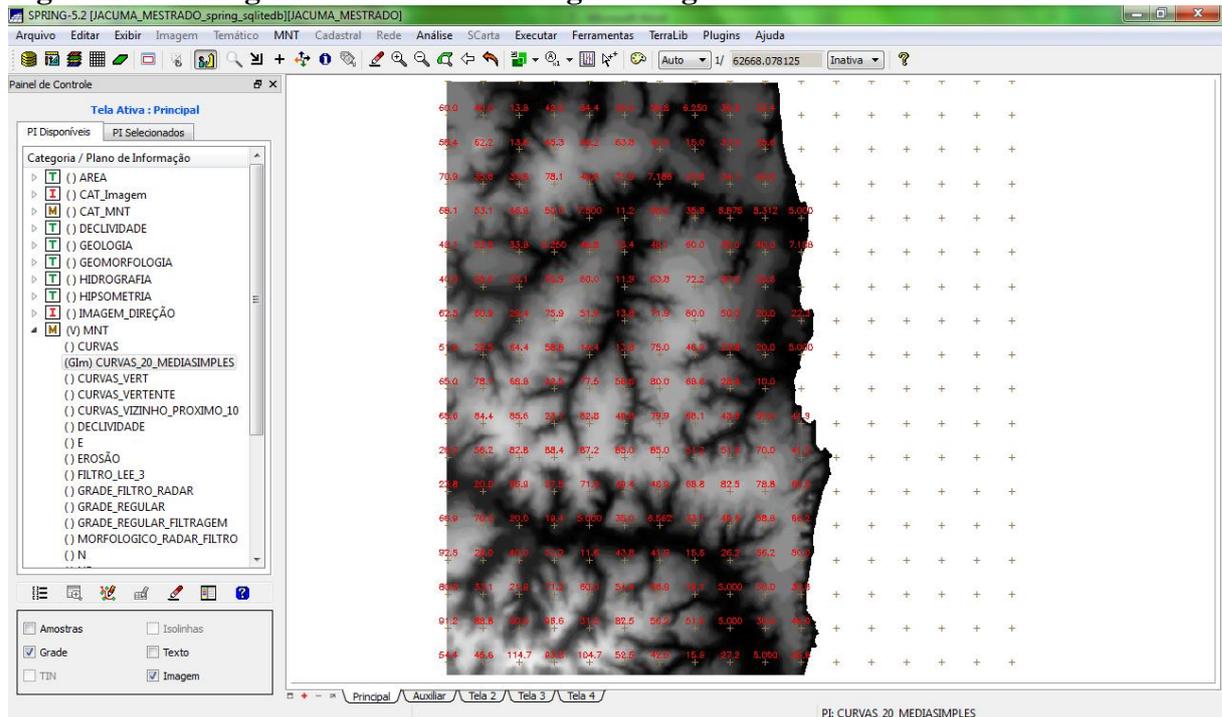
**Fonte:** Elaboração própria (2011).

A geração do modelo propriamente dito ou interpolação corresponde a processos em que se determina o valor de uma função matemática num ponto interno de um intervalo, a partir dos valores da função nas fronteiras de determinado intervalo (SILVA, 2003). A escolha de um determinado método de interpolação é uma decorrência da disposição geográfica dos pontos e da utilização de critérios estatísticos. Após a geração do modelo, podem-se desenvolver diferentes aplicações.

Segundo Fitz (2008), para a geração de um MNT, em geral deve-se primeiro realizar um levantamento dos dados disponíveis e procurar caracterizá-los espacialmente. Geralmente trabalha-se com dados pontuais (altitudes no terreno, temperaturas) ou com isolinhas (isoietas, isotermas, isoípsas etc.). Em seguida introduzem-se os dados no sistema (digitalização/vetorização), estabelecendo os parâmetros de interpolação dos pontos e, por fim, aplica-se o módulo do respectivo *software* para a geração do modelo.

Na elaboração do MNT para a presente pesquisa, foram geradas as grades regular e irregular, com a finalidade de melhor representar os dados da área em questão. A geração de grades regulares é utilizada em análises de cunho qualitativo dos dados, pois uma das formas de visualização da grade regular é através de uma imagem em níveis de cinza, onde os valores mais escuros correspondem aos pontos de cotas mais baixas e os tons de cinza mais claros os pontos de valor mais alto (Figura 24).

**Figura 214 – Imagem de nível de cinza e grade regular**



Fonte: Elaboração própria (2011).

Essa forma de representação não preserva a quantidade nem a especialização original dos dados, no entanto permite uma fácil avaliação visual e qualitativa do desempenho do interpolador (BRUCH et al., 2009).

As grades retangulares são geralmente utilizadas em aplicações qualitativas, ou seja, para visualização da superfície, enquanto o modelo de grade triangular irregular é utilizado quando se requer maior precisão na análise quantitativa dos dados (LOPES et al., 2006).

O *Spring*, por exemplo, oferece cinco variações de interpoladores por média móvel para geração de grades regulares: vizinho mais próximo média simples, média ponderada, média ponderada por quadrante e média ponderada por cota e quadrante. Oferece ainda o recurso de refinamento de grade regular através do adensamento da malha de pontos pela utilização dos interpoladores bilinear, o qual produz superfícies pouco suavizadas mas requer menos esforço computacional, e bicúbico, que fornece uma grade mais suave, com cada retalho de grade mais contínuo em relação ao seu vizinho.

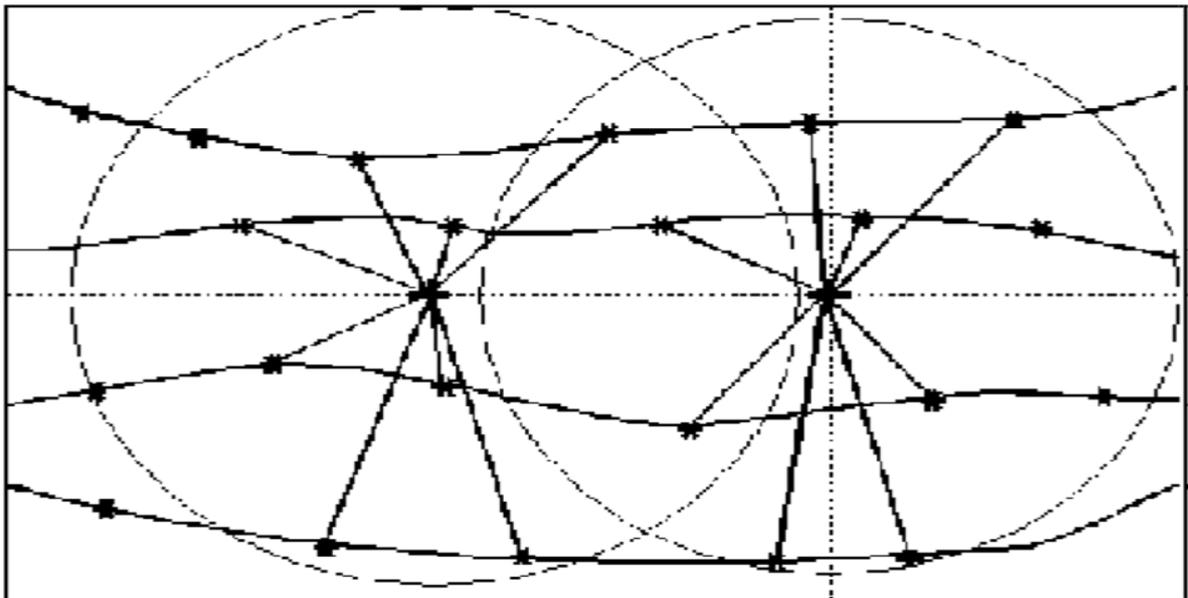
Os parâmetros usados no projeto de pesquisa, no ambiente do *Spring*, para produção da grade regular foram:

- **Tipo de dados:** amostra (pontos e/ou isolinhas);

- **Interpolador:** média ponderada/cota/quadrante (média ponderada por cota e por quadrante) considera, além da ponderação e dos quadrantes, o valor de cota de cada amostra a ser usada na estimativa do ponto da grade. Alguns dados amostrais, como curvas de nível, por exemplo, podem apresentar uma quantidade exagerada de pontos, que têm a mesma cota, para representar uma linha de contorno. O efeito final desse tipo de amostragem pode ser um modelo cheio de patamares centrados nessas curvas. Nesse caso é útil aplicar-se uma filtragem por cotas, uma amostra por cota, por exemplo, das amostras que devem ser consideradas na estimativa final da cota de cada ponto da grade (FELGUEIRAS; CÂMARA, 1996). A Figura 25 ilustra essa ideia:

Figura 225 – Seleção de vizinhos por quadrante e por cota

### N-VIZINHOS POR QUADRANTE E COTA



Nota: Potência: 2; Tamanho do pixel: 5 em X (m) e 5 em Y (m); Tipo de imagem: 32 bits.

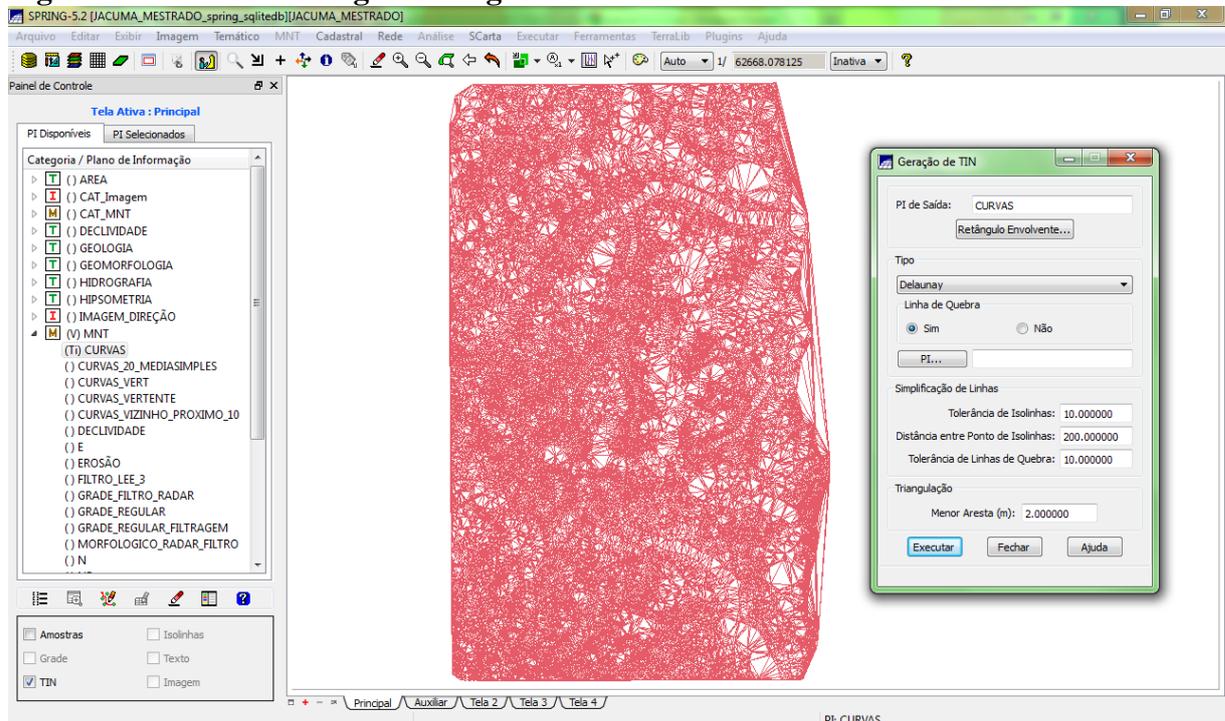
Fonte: Felgueiras e Câmara (1996).

A grade triangular irregular, *Triangular Irregular Network* (TIN), usada para a confecção das cartas de orientação de vertente e declividade da área compreendida pela carta Jacumã, conserva a quantidade dos dados, pois favorece uma análise mais quantitativa. Segundo Silva (2003), esse tipo de triangulação foi desenvolvido por Peucker et al. (1978), sendo um modelo de superfície contínua que se utiliza de uma rede de triângulos conectados, baseados na triangulação Delaunay, e é caracterizado como um modelo do tipo vetorial com

estruturação topológica no qual o banco de dados consiste em três conjuntos de registros, denominados lista de nós, lista dos apontadores e lista de triângulos.

Os vértices do triângulo são geralmente os pontos amostrados da superfície (Figura 26). Essa modelagem considera as arestas dos triângulos e permite que as informações morfológicas importantes, como as discontinuidades, representadas por feições lineares de relevo (cristas) e drenagem (vales), sejam consideradas durante a geração da grade triangular, possibilitando modelar a superfície do terreno preservando as feições geomórficas da superfície (LOPES et al., 2006).

**Figura 236 – Grade triangular irregular da área de estudo**



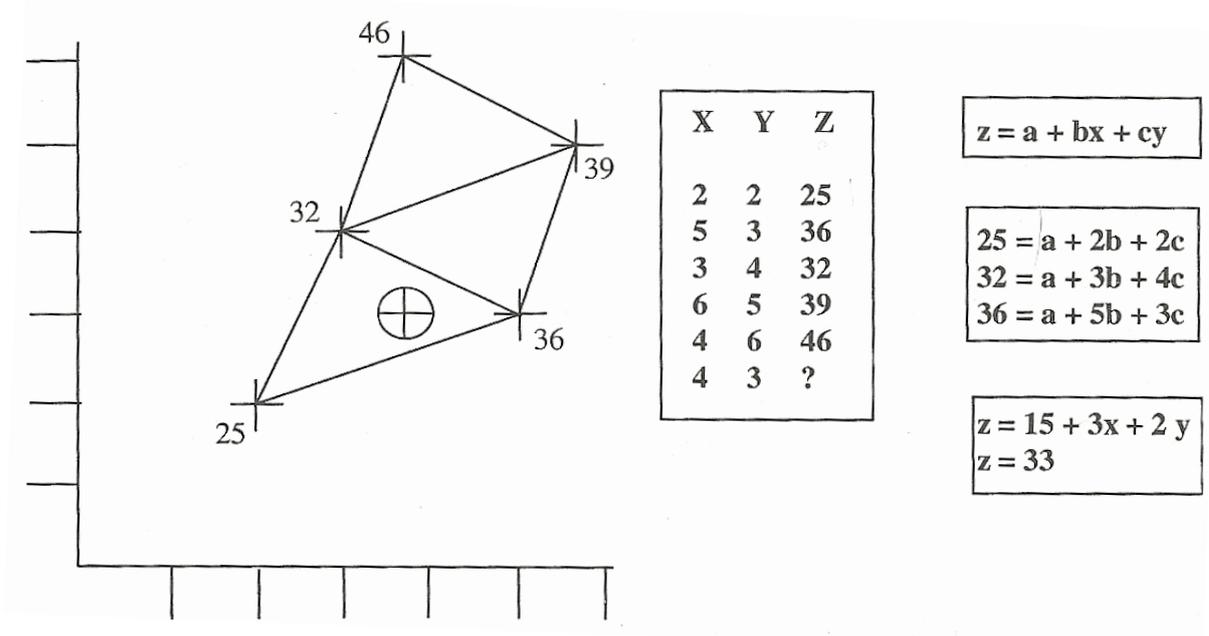
Fonte: Elaboração própria (2011).

Os parâmetros usados no projeto de pesquisa foram:

- PI de saída: CURVAS;
- Tipo de interpolação: Delaunay;
- Linha de quebra: Sim;
- Tolerância de isolinhas: 5 m;
- Distância entre ponto de isolinhas: 100 m;
- Tolerância de linhas de quebra: 5 m;
- Triangulação/menor aresta: 1 m

Na geração do TIN, o modo de triangulação utilizado foi o de triangulação de Delaunay, que favorece a criação de triângulos o mais próximo de equiláteros possível. Silva (2003) afirma que esse é um método de interpolação exata, muito eficiente para expressar relevos acentuados e baseia-se em um algoritmo que cria triângulos através de ligação dos pontos. Cada triângulo define um plano e valor do atributo de determinado ponto no interior do triângulo é obtido a partir de simples cálculos (Figura 27).

**Figura 247 – Triangulação de Delaunay**



Fonte: Silva (2003).

### 7.1.1 Elaboração da carta hipsométrica

A carta altimétrica, também chamada de hipsométrica, consiste, segundo Guerra e Guerra (2006), naquela onde as isoípsas ou curvas de nível ligam os pontos de igual altitude. Essas cartas são representações da topografia continental emersa, isto é, do relevo positivo.

Segundo Christofolletti (1980), a hipsometria preocupa-se em estudar as interrelações existentes em determinada unidade horizontal do espaço no tocante à sua distribuição em relação às faixas altimétricas, indicando a proporção ocupada por determinada área da superfície terrestre em relação às variações altimétricas a partir de determinada isoípisa base.

Para a confecção da carta hipsométrica da área de estudo foi necessária a digitalização da carta Jacumã e, em seguida, a vetorização das curvas de nível da carta, onde as curvas possuíam equidistância de 10 m. Optou-se por vetorizar manualmente a carta com o auxílio

do programa *DraftSight*, ao invés de fazer de forma automática, pois o que se está almejando são dados com maior precisão possível.

Segundo Valeriano (2008), as curvas vetorizadas constituem-se de pontos conectados por linhas. Embora o formato vetorial compreenda feições lineares, somente os pontos assinalados com traçador (*mouse*) da mesa digitalizadora registram os atributos x, y (posição) e Z (valor da variável). A digitalização automática tem o mesmo efeito, apenas diferindo pela distribuição mais uniforme dos pontos armazenados, enquanto manualmente pode-se conectá-los em locais onde se deseja maior detalhamento. Os valores desses pontos são dados aplicados nas operações necessárias à interpolação.

Antes da vetorização foi realizado o processo de “Alinhamento” da imagem a ser digitalizada. Apesar de o uso do termo georreferenciamento ser considerado errado quando se utiliza o *DraftSight* para esse procedimento, no presente trabalho ele foi utilizado somente para facilitar e tornar mais didática a explicação. Depois de vetorizadas todas as curvas de nível e os pontos cotados, foram atribuídos os respectivos valores altimétricos e, em seguida, o arquivo foi salvo em formato vetorial com extensão DWG.

Posteriormente, o arquivo foi transferido para o *software Spring 5.2* e a partir daí foi gerada a grade retangular. Depois desse momento foi feito o fatiamento das faixas de altitude, que no presente trabalho foram consideradas de 10 em 10 m para as menores altitudes, facilitando, assim, a identificação das áreas de planície e terraços (até 20 m), e a cada 20 m para as maiores altitudes (de 20 a 120 m). Em seguida foi gerada a carta hipsométrica da região compreendida pela carta topográfica Jacumã, na escala de 1:25.000 e em papel A1 (594 x 841) Anexo A.

### **7.1.2 Elaboração da carta clinográfica**

Declividade é a inclinação maior ou menor do relevo em relação ao horizonte. Na representação em curvas de nível quanto maior for a inclinação tanto mais próximas se encontram as curvas de nível; inversamente, elas serão tanto mais afastadas quanto mais suave for o declive (GUERRA; GUERRA, 2006).

A carta de declividade fornece informações do gradiente altimétrico do terreno, servindo de base para identificação de vertentes, encostas e áreas alagáveis. Em termos gerais, o modelo tem se manifestado satisfatório e de grande utilidade, em especial em áreas de relevo acidentado (CARVALHO; LATRUBESSE, 2004). A carta de declividade demonstra ser um objeto de análise quase obrigatório em trabalhos ligados ao planejamento ambiental e territorial.

Com a geração da grade triangular feita a partir das curvas de nível, como explicado anteriormente, pôde-se confeccionar a carta de declividade da área de estudo. Para a sua confecção, selecionou-se a categoria declividade e, em seguida, os planos de informação (PIs), amostra, grades, TIN e imagem. Depois selecionou-se na barra de ferramentas MNT o ícone Declividade e depois foi escolhida a entrada (Grade), a saída (Declividade) e unidade porcentagem. Na categoria de saída colocou-se a categoria Declividade temático, onde esse foi preestabelecido no início do projeto. Em seguida inseriu-se o tamanho do pixel, que neste trabalho convencionou-se colocar 5, pois com este valor pode-se obter um produto com uma boa visualização para esta escala de trabalho, consistindo, assim, na transformação de curvas de nível em porcentagens de inclinação.

Lemos e Santos (1996 apud SILVA; SCHULZ; CAMARGO, 2003) citam a caracterização do relevo, em que é atribuído um nome para cada classe conforme o intervalo de porcentagem de inclinação. Um ponto importante para a confecção dessa carta foi a escolha das classes de Declividade. Para o presente trabalho foram utilizadas as classes de declividade estabelecidas por Herz e De Biasi (1989) (Quadro 4).

**Quadro 4 – Classes de declividade e a sua classificação de acordo com a legislação vigente**

Classes de declividade (%)	Legislação
< 12%	Faixa que define o limite máximo para o emprego de mecanização na agricultura.
12 – 30%	A Lei Federal nº 6.766/79 limita em 30% de declividade a urbanização sem restrições.
30 – 47%	A Lei Federal nº 4.771/65 (Código Florestal) limita em 47% de declividade o corte raso de vegetação.
47 – 100%	Nesse intervalo de declividade o Código Florestal proíbe a derrubada de floresta sem um regime de utilização racional que vise a rendimentos permanentes.
> 100%	É considerada, pelo Código Florestal, área de preservação permanente, apenas sendo admitida a suspensão total ou parcial da vegetação com prévia autorização do Poder Público Federal, quando for necessária a execução de obras, planos, atividades ou projetos de utilidade pública ou interesse social.

**Fonte:** Elaboração própria (2013).

Devem-se observar as classes de declividade em porcentagem e o seu equivalente em graus na Tabela 1:

**Tabela 1 – Classes de declividade propostas por Herz e De Biasi (1989)**

Classes de Declividade	
Em Porcentagem	Em Graus
< 12%	< 7,25°
12 – 30%	7,25 – 17,00°
30 – 47%	17,00 – 25,00°
47 – 100%	25,00 – 45,00°
> 100%	> 45,00°

**Fonte:** Herz e De Biasi (1989).

E, por fim, foi confeccionado todo o *Layout* no *DraftSight*, sendo impressa a carta clinográfica da região compreendida pela carta topográfica Jacumã na escala de 1:25.000 e em papel A1 (594 x 841) Anexo B.

### **7.1.3 Elaboração da carta de orientação de vertente**

A orientação de vertentes, segundo Valeriano (2008), é uma medida de ângulo horizontal de direção esperada do escoamento superficial, geralmente expressa em azimute, isto é, em relação ao Norte geográfico, onde o valor é  $0^\circ$  (ou  $360^\circ$ ), crescendo dessa direção, no sentido horário. Corresponde à direção azimutal do vetor cujo módulo é a declividade

Com a confecção da carta de orientação de vertentes, inicialmente foi usada a grade triangular feita a partir das curvas de nível, como explicado anteriormente, a mesma grade usada na carta clinográfica. Para a sua confecção, selecionou-se a categoria declividade e em seguida os planos de informação (PIs), amostra, grades, TIN e imagem. Logo após selecionou-se na barra de ferramentas MNT o ícone Declividade e depois foi escolhida a entrada (Grade), a saída (Exposição). Na categoria de saída colocou-se a categoria vertente do tipo temático, sendo essa categoria criada no início do projeto no *Spring* 5.2. Em seguida foi determinado o tamanho do pixel, que neste trabalho convencionou-se colocar 5, pois com esse valor se pode obter um produto com uma boa visualização, para esta escala de trabalho e também por já ter sido usado na carta clinográfica.

Por fim, foi feito o processo de fatiamento das classes temáticas, que na carta de orientação de vertentes mostra o rumo azimutal da reta de maior declive para uma malha de dados. Foram estabelecidas oito classes azimutais de  $45^\circ$ , cada uma, totalizando  $360^\circ$ , são elas: Norte ( $0^\circ$ - $45^\circ$ ); Nordeste ( $45^\circ$ - $80^\circ$ ); Leste ( $80^\circ$ - $135^\circ$ ); Sudeste ( $135^\circ$ - $180^\circ$ ); Sul ( $180^\circ$ - $225^\circ$ ); Sudoeste ( $225^\circ$ - $270^\circ$ ); Oeste ( $270^\circ$ - $315^\circ$ ) e Noroeste ( $315^\circ$ - $360^\circ$ ). Em seguida foi gerada a carta de orientação de vertente da região compreendida pela carta topográfica Jacumã.

### **7.1.4 Elaboração dos perfis topográficos**

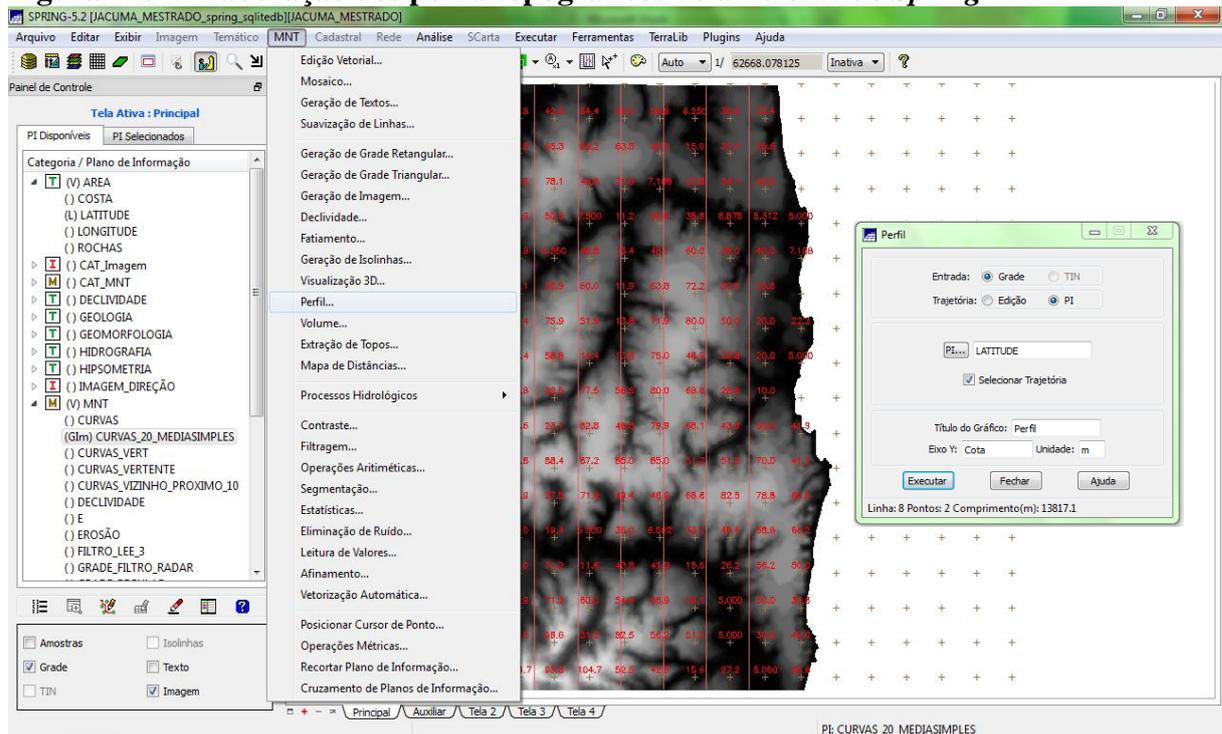
Segundo Guerra e Guerra (2006), o perfil topográfico é a representação da superfície da crosta mostrando uma secção ao longo do trajeto escolhido. Normalmente se mantém a mesma escala da carta para as distâncias, exagerando-se a escala vertical.

O procedimento feito no *Spring* para geração dos perfis topográficos foi o seguinte: primeiro lugar estabeleceu-se que os perfis fossem feitos nas linhas de Latitude da área da

carta, os trechos escolhidos foram: 293000, 295000, 297000 e 29900 (E). Esses perfis foram traçados no sentido Norte-Sul. Além desses, foram realizados perfis topográficos especialmente para a realização do índice morfométrico Razão Fundo/Altura de Vale, sendo o procedimento o mesmo para ambos os grupos de perfis.

O processo consistiu em ativar no painel de controle o plano de informação do tipo MNT, sendo esse tipo usado como entrada para a definição dos perfis. Em seguida, no painel de controle MNT, foi selecionado o ícone Perfil (Figura 28), nesse momento aparece uma janela contendo os seguintes parâmetros para serem preenchidos pelo usuário, no presente trabalho a configuração se deu da seguinte forma: Entrada (Grade); Trajetória (PI); PI (o plano de informação escolhido foi LATITUDE, além disso, foi marcado o ícone Selecionar trajetória); Título do gráfico (Perfil – N° da latitude escolhida); Eixo Y (Cota) e Unidade (metros).

**Figura 258 – Elaboração dos perfis topográficos no ambiente do Spring**



Fonte: Elaboração própria (2011).

Em um segundo momento esses perfis foram editados em um *software* de edição de imagens, onde foi determinado o seu exagero vertical, sendo esse parâmetro imprescindível em um perfil topográfico, porém o *Spring* não possui essa funcionalidade. O exagero determinado nos perfis do PI (Plano de Informação) Latitude foi de 5x.

## 7.2 ELABORAÇÃO DA CARTA GEOMORFOLÓGICA

Para a confecção da carta geomorfológica foi necessária a sobreposição e interpretação de diversos produtos cartográficos e, além disso, visitas a campo. A carta geomorfológica produzida nesta pesquisa foi elaborada de acordo com a metodologia desenvolvida por Ross (1996), com ajustes feitos por Furrier (2007) para adaptação à escala e ao relevo predominantemente tabular da área. Para um melhor entendimento todo o processo será descrito a seguir em 5 passos:

**1º passo:** determinação do 1º táxon, referente à morfoestrutura. Na área de estudo foram estabelecidos três domínios: sedimentos quaternários, cobertura sedimentar de plataforma (sedimentos pós-Barreiras e Formação Barreiras) e a bacia sedimentar Paraíba.

**2ª passo:** determinação da morfoescultura, das grandes formas de relevo que predominam na área. Para a região compreendida pela carta Jacumã, foram definidas duas: a baixada litorânea e os baixos planaltos costeiros ou tabuleiros litorâneos.

**3º passo:** determinação dos padrões de forma do relevo. Para determinação desse táxon foi necessário o uso de uma imagem sombreada, imagem de satélite e da carta topográfica, onde nela puderam-se ver os padrões de forma do relevo, desde formas de denudação e de acumulação.

**4º passo:** determinação dos tipos de forma de relevo. Neste trabalho foram classificadas ao todo cinco formas de acumulação (formas de planície interdial; formas de planície fluvial; formas de terraço e planície marinha; formas de colúvio, terraço e planície fluvial; e formas de colúvio e terraço fluvial). As formas de denudação no presente trabalho dividem-se em dois tipos: formas tabular e semiconvexa. Dentro dessa divisão existem subdivisões: traça-se uma reta na região central do curso principal de uma determinada bacia, em seguida observa-se a diferença altimétrica entre as duas extremidades da reta (Tabela 2), na coluna vertical encontra-se a classe do entalhamento médio dos vales, que vai de muito fraco até muito forte, em seguida é medido o comprimento da área da planície, o qual se refere à coluna horizontal da tabela, que diz respeito à dimensão interfluvial média, que vai desde muito grande até muito pequena. No presente trabalho foram classificadas, ao todo, seis formas (Tabular 31, 32, 41 e 42, e Semiconvexa 31 e 41).

**5º passo:** o quinto táxon não será detalhado aqui, mas na análise dos perfis topográficos. O sexto táxon são as feições estruturais identificáveis, nesse caso, o material usado foi imagem de satélite CBERS 2B e idas a campo, onde as formas foram verificadas e depois plotadas com o auxílio de um GPS.

**Tabela 2 – Matriz dos índices de dissecação das formas de relevo**

Grau de Entalhamento dos Vales	Dimensão Interfluvial Média				
	Muito Grande (1) > 1500 m	Grande (2) 1500 a 700 m	Média (3) 700 a 300 m	Pequena (4) 300 a 100 m	Muito Pequena (5) ≤ 100 m
Muito fraco (1) < 20 m	11	12	13	14	15
Fraco (2) 20 – 40 m	21	22	23	24	25
Médio (3) 40 – 80 m	31	32	33	34	35
Forte (4) 80 – 160 m	41	42	43	44	45
Muito forte (5) > 160 m	51	52	53	54	55

Fonte: Ross (1996).

## 7.3 ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

### 7.3.1 Índice Relação Declividade-Extensão (RDE)

O cálculo do RDE é baseado na diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso d'água, representado por  $\Delta H$ , e na projeção horizontal da extensão do referido segmento ( $\Delta L$ ). Assim,  $\Delta H/\Delta L$  corresponde ao gradiente da drenagem no trecho. A letra “L” corresponde à distância entre o segmento para o qual o índice RDE está sendo calculado e a nascente da drenagem. Para o cálculo de “L”, o ponto de partida do segmento de drenagem pode ser o ponto médio da extensão do referido segmento até a nascente do rio (EL HAMDOUNI et al., 2008).

O procedimento metodológico foi dividido nas seguintes etapas:

**1º passo:** foi feita a escolha dos cursos fluviais de porte mais expressivo, no caso do presente projeto de pesquisa foram escolhidos cursos de água que possuíam nomenclatura, pois assim facilitaria a tabulação dos dados. Os cursos escolhidos foram: os riachos Ipiranga, Estiva, Pau Ferro, do Caboclo, Bucatu, Andreza e Massapé, o rio Guruji e o córrego Jangada.

**2º passo:** mediu-se com o auxílio do *software Spring*, na opção “operações métricas”, o comprimento dos fluxos de drenagens, em seguida tabularam-se as diferenças altimétricas (equidistâncias de 10 m) e a extensão horizontal de cada segmento de drenagem compreendido entre duas isoípsas subsequentes. As cotas da nascente e da foz foram estimadas de acordo com o valor das curvas de nível subsequente.

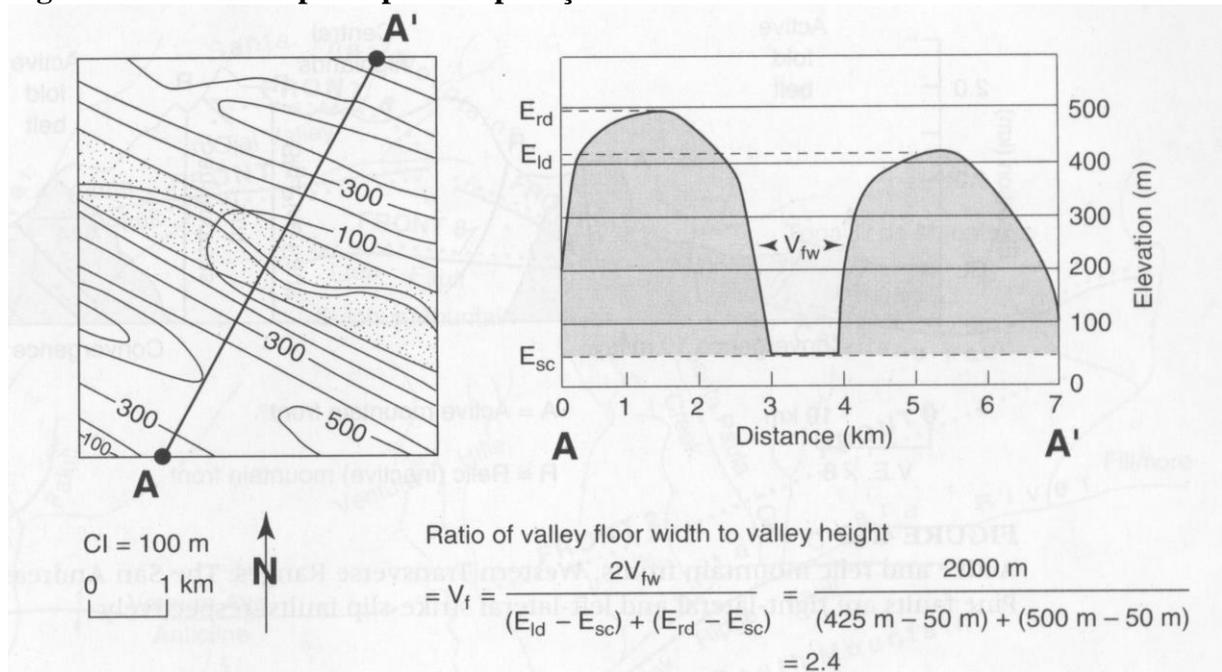
**3º passo:** os valores encontrados foram inseridos em uma planilha eletrônica, em seguida foi calculada a relação entre os índices ( $RDE_{\text{trecho}}/RDE_{\text{total}}$ ). Os valores encontrados foram comparados com os parâmetros estabelecidos por El Hamdouni et al. (2008), onde foram definidas quatro classes, sendo uma de valores considerados não anômalos ( $RDE < 2$ ) e três que refletem valores anômalos ( $2 \leq RDE < 4$ ;  $4 \leq RDE < 6$  e  $6 \leq RDE$ ).

**4º passo:** os dados tabulados foram transferidos para *software Spring*, onde foi criado um PI com as classes de intensidade do RDE para, em seguida, ser feita a classificação da drenagem de acordo com os valores encontrados.

### 7.3.2 Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)

Segundo Stewart e Hancock (1994), o índice morfométrico Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV) é empregado na avaliação das intensidades de atividades neotectônicas de uma região ao longo de feições estruturais individuais. Essa técnica é balizada, exclusivamente, para áreas fluviais e consiste na medição da altura dos divisores de água do vale. As medições se fazem pela medida da Ade (Altura do divisor esquerdo do vale) e Add (Altura do divisor direito do vale), da Lfv (Largura do fundo do vale) e da Efv (Elevação do fundo do vale) (Figura 29).

**Figura 269 – Passo a passo para a aplicação do índice RFAV**



Nota:  $V_{fw}$  (*Width of valley floor/Largura Fundo de Vale – Lfv*),  $E_{ld}$  (*Elevation of left divide/Altitude do divisor esquerdo do vale – Ade*),  $E_{rd}$  (*Elevation of right divide/Altitude do divisor direito do vale – Add*) e  $E_{sc}$  (*Elevation of stream channel/Elevação do fundo do vale – Efv*).

**Fonte:** Cosgrave (1991).

Foi escolhido para a aplicação deste cálculo um perfil latitudinal do rio Gurují, no trecho em que o rio possui direção W-L e se encontra perpendicular à linha de costa. Segundo Wells et. al. (1988), frentes ativas de montanha possuem vales em V e baixa RFAV. Por essa razão, é necessário que se faça tanto o cálculo quanto o perfil do vale a fim de que, a partir dos dados, se possa determinar a possível movimentação. A medição tem como ponto inicial

o traçado do perfil, num ponto escolhido dentro da bacia hidrográfica, abrangendo os dois divisores de água (Figura 29).

O procedimento para a obtenção do RFAV foi dividido em quatro etapas:

**1º passo:** foram escolhidos dois divisores de água com os pontos cotados definidos que se encontram em lados opostos na bacia (Add e Ade). Neste trabalho, o critério para a escolha dos pontos foi o desnível acentuado entre os divisores de água. Devem-se escolher dois divisores de água em que, traçando-se um segmento entre esses dois pontos, este cruze o canal fluvial perpendicularmente, ou passe por um vale em forma de V bastante encaixado, onde o recuo acelerado de sua cabeceira seja evidenciado pelas altas declividades.

**2º passo:** determinar a Lfv (Largura do fundo de vale). É medida na carta topográfica a distância entre as duas últimas curvas de nível de cada lado do canal fluvial.

**3º passo:** o procedimento para a definição da Efv (Elevação fundo de vale) é realizado extraíndo o valor da última curva de nível antes do canal fluvial. O valor dessa curva de nível é o Efv.

**4º passo:** inserir os valores encontrados nos passos 1, 2 e 3 na equação para a obtenção dos valores do RFAV.

### 7.3.3 Sinuosidade de Frente de Montanha (SFM)

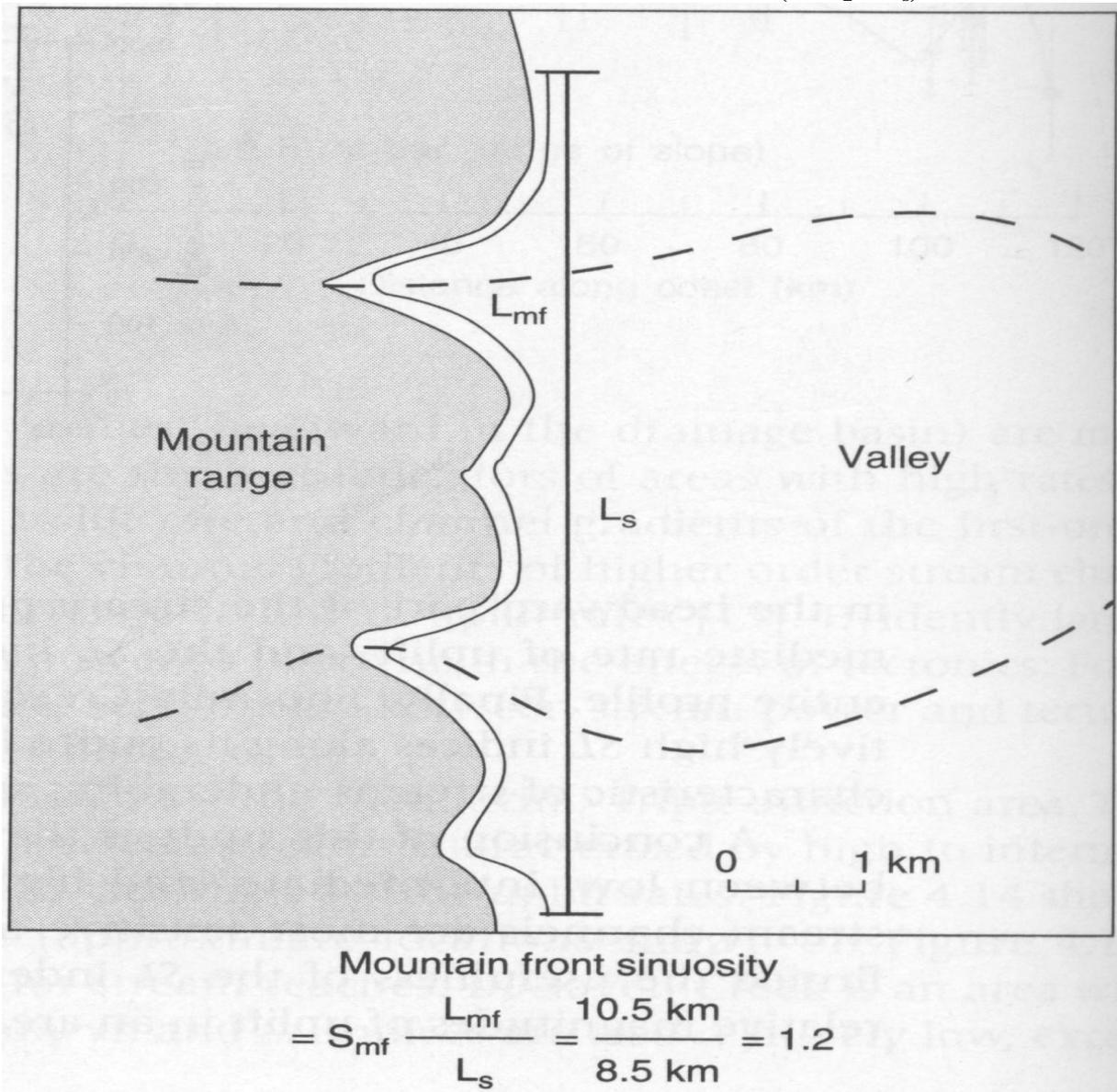
Na primeira etapa, com auxílio da manipulação do MNT e da base de declividade, foram identificadas e definidas, visualmente, as feições denominadas frentes de montanha dentro de cada bacia e sub-bacia hidrográfica no ambiente do programa *Spring*, em seguida foi criado um PI do tipo temático para onde foram guardadas as informações extraídas das frentes de montanha.

Para cada feição foram delimitados dois segmentos em formato vetorial. Primeiramente, foi traçada, por edição vetorial, cada feição na sua forma retilínea ( $Cfm_1$ ), de acordo com sua conformidade geral no terreno. Na sequência, foi criado outro plano de informação vetorial, onde foi traçada a mesma feição, porém respeitando a sinuosidade existente da encosta ( $Cfm_2$ ), revelada visualmente por fortes rupturas de declividade na base.

Em seguida, os dados foram tabulados no *software Microsoft Office Excel* e aplicados na equação matemática pré-estabelecida por Bull e McFadden (1977) e Bull (1978), que consiste em dividir o valor do comprimento da frente montanhosa ao longo da junção montanha-piemonte  $Cfm_1$  pela distância em linha reta da frente montanhosa (Figura 30). Os

valores encontrados próximos a 1 são considerados possíveis como faces de relevo decorrente de processos tectônicos (EL HAMDOUNI et al., 2008).

**Figura 30 – Extração do Comprimento da Frente de Montanha ( $C_{fm1} - L_{mf}$ ) e da Distância em Linha Reta da Frente de Montanha ( $C_{fm2} - L_s$ )**



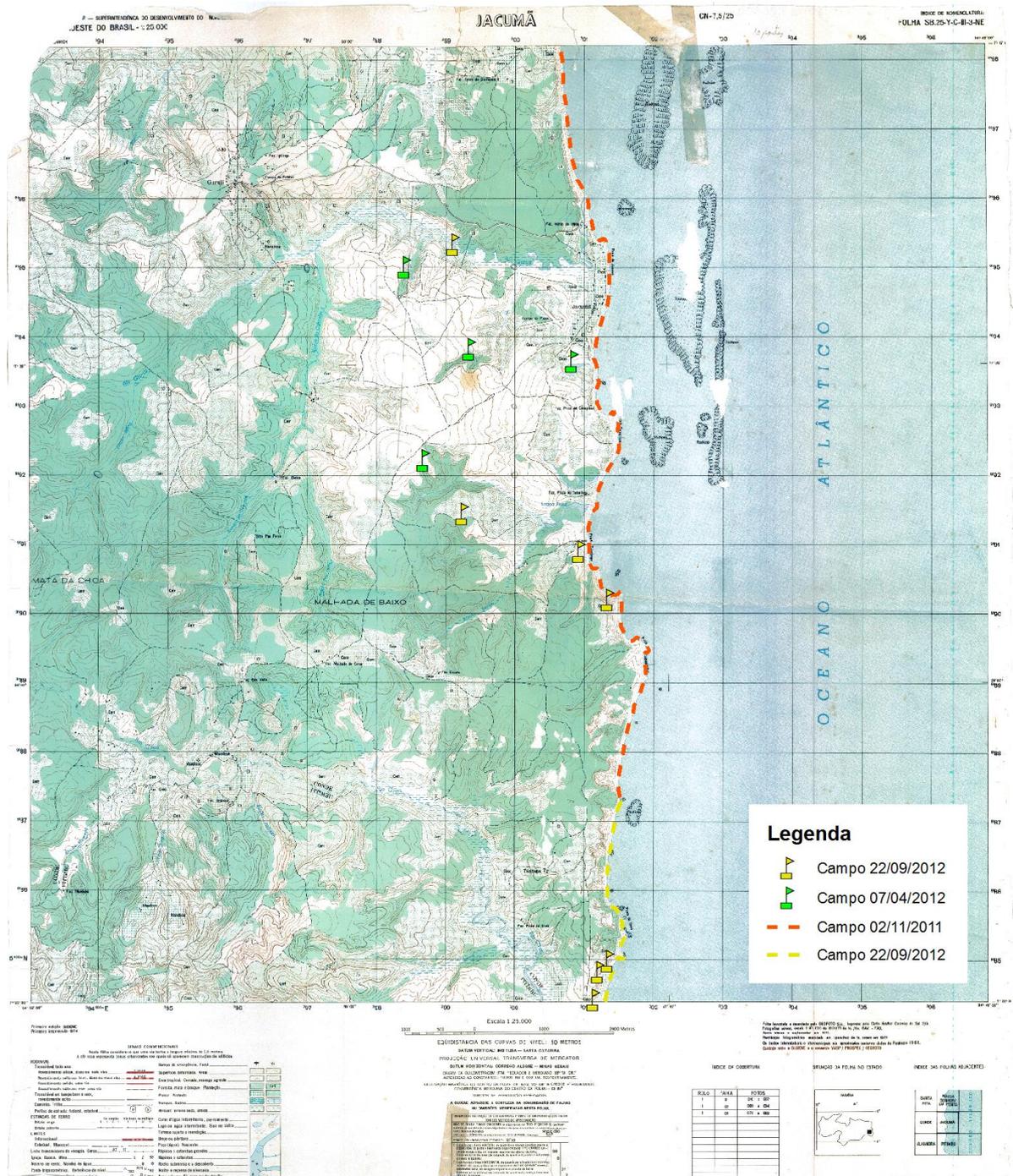
Fonte: Cosgrave (1991).

#### 7.4 TRABALHO DE CAMPO

Foi realizado um trabalho de campo na área de estudo nos dias 02/11/2011, 07/04/2012 e 22/09/2012, os locais visitados consistiram em: toda a borda litorânea desde a praia de Tambaba até a praia de Barra de Gramame, cobrindo, assim, toda a extensão litorânea da área e alguns cursos fluviais próximos à linha costeira (Figura 31). O objetivo

principal dessa etapa do trabalho foi a obtenção de registro fotográfico das principais feições geomórficas, análise *in loco* dos possíveis pontos de erosão costeira e a marcação, com GPS, de feições geomorfológica para a inserção na carta geomorfológica.

**Figura 271 – Trecho percorrido nas idas a campo em 02/11/2011, 07/04/2012 e 22/09/2012**



Fonte: Adaptado de Brasil (1974).

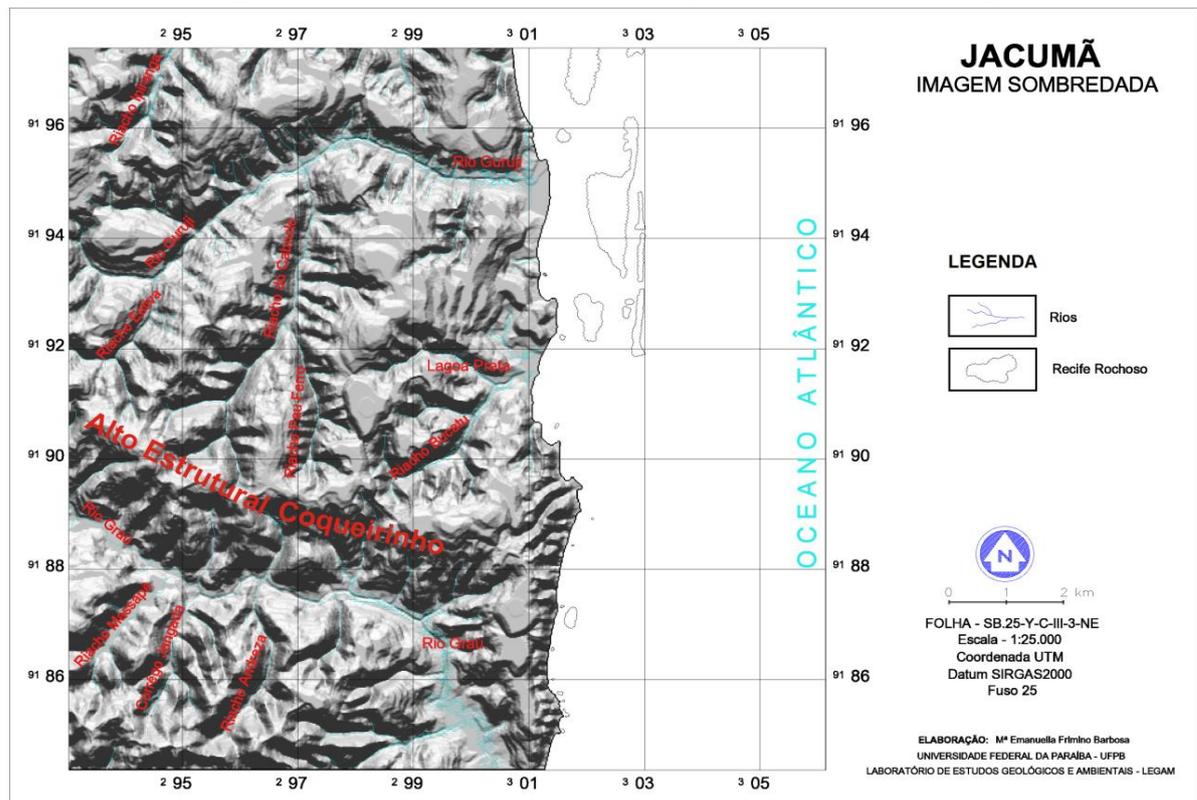
## 8 RESULTADOS E DISCUSSÃO

No presente capítulo serão abordados os resultados e a discussão relativa à análise qualitativa dos dados oriundos das cartas geradas a partir do MNT e da carta geomorfológica, além dos dados quantitativos gerados a partir dos índices morfométricos usados para avaliação de neotectônica.

### 8.1 IMAGEM SOMBREADA

O primeiro produto a ser analisado foi a imagem sombreada do terreno (Figura 32), onde se pode observar nitidamente o forte entalhamento dos canais das duas grandes bacias localizadas na área de pesquisa (Guruji e Graú), e também o forte entalhamento do riacho Pau Ferro. Ainda sobre esse riacho, outro ponto singular é que ele possui cursos d'água que produzem acentuados entalhes, gerando vertentes com as mais elevadas declividades que serão quantificadas na análise da carta clinográfica. O riacho Pau Ferro se origina na porção central da carta, onde existem patamares bastante elevados, chegando a 94 m, com topos que chegam a 104 m.

**Figura 282 – Imagem sombreada da carta Jacumã, azimute 180° e elevação 45°**



Fonte: Elaboração própria (2011).

Outro elemento que pode ser avaliado e muito bem visualizado através da análise da imagem sombreada é a rugosidade do relevo. Podem-se distinguir dois grandes compartimentos bastante diferenciados separados pelo Alto Estrutural Coqueirinho: um ao norte, com formas tabulares, e outro ao sul, onde a morfologia muda bruscamente passando de tabular para convexo.

Nesse compartimento, as altitudes são geralmente maiores e os cursos d'água entalham fortemente os canais, chegando a exumar as formações sedimentares sotopostas da bacia Pernambuco-Paraíba (FURRIER; ARAÚJO; MENESES, 2006; FURRIER, 2007), o que não ocorre no compartimento localizado ao norte do alto estrutural, onde os cursos fluviais também entalham fortemente o relevo, mas não exumam as formações sedimentares sotopostas. Na porção sul da carta a rugosidade do relevo é nitidamente diferenciada, podendo ser observada visualmente sem a necessidade de cálculos morfométricos. A utilização de cálculos morfométricos, como o índice de declividade, por exemplo, corrobora o que se observa na imagem sombreada.

## 8.2 CARTA DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTE

A carta de orientação de vertente de Jacumã traz, ao todo, oito classes de orientação, que estão distribuídas de forma heterogênea, já que uma maior concentração de orientação encontra-se na classe do tipo Leste, com aproximadamente 14,48 km<sup>2</sup> e Nordeste 13,34 km<sup>2</sup> (Tabela 3). Os outros valores encontrados foram: Norte 13,17 km<sup>2</sup>, Nordeste 13,34 km<sup>2</sup>, Sudeste 10,93 km<sup>2</sup>, Sul 9,33 km<sup>2</sup>, Sudoeste 9,95 km<sup>2</sup>, Oeste 11,39 e Noroeste 11,36 km<sup>2</sup>, somando, ao todo, 93,989 km<sup>2</sup>, desse montante sobraram 98,38 km<sup>2</sup> sem classificação.

**Tabela 3 – Área ocupada por cada uma das classes de orientação de vertente**

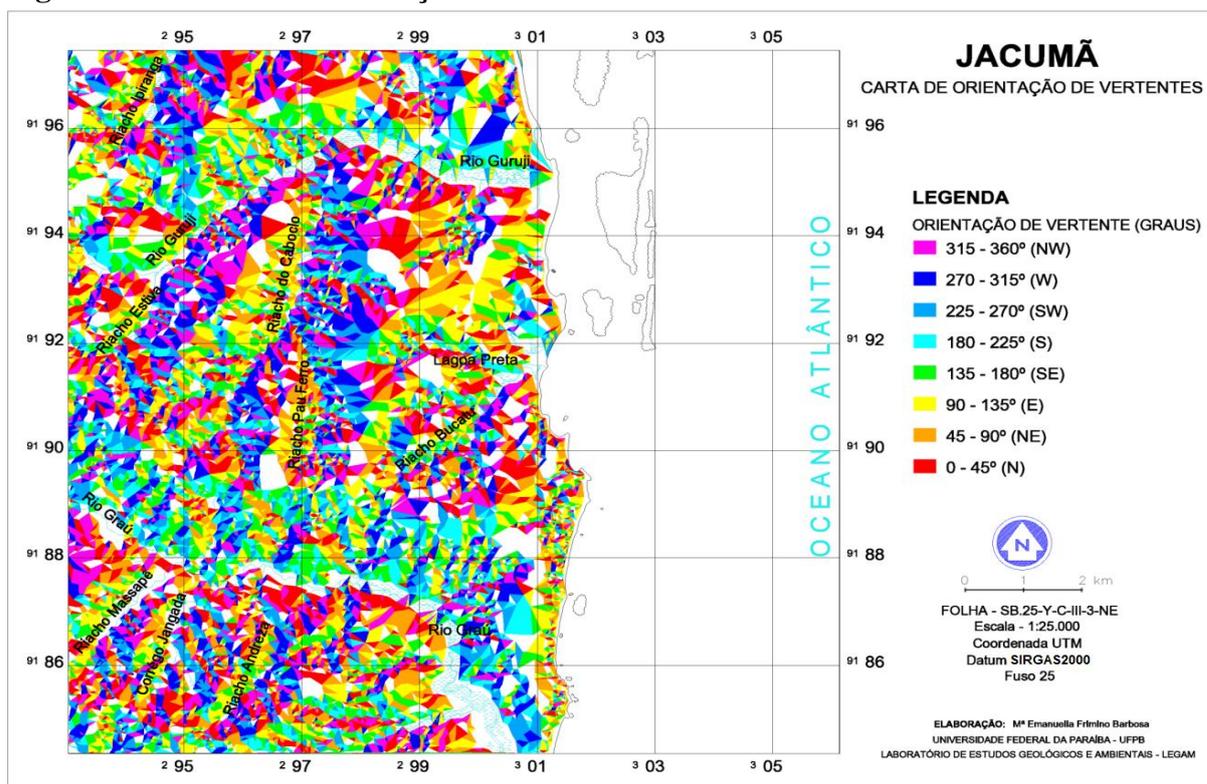
<b>Orientação de Vertente</b>	<b>Área (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Porcentagem (%)</b>
0 – 45° (N)	13,17767	6,85
45 – 90° (NE)	13,34905	6,94
90 – 135° (E)	14,48507	7,53
135 – 180° (SE)	10,93240	5,68
180 – 225° (S)	9,330300	4,85
225 – 270° (SW)	9,959150	5,18
270 – 315° (W)	11,39237	5,92
315 – 316° (NW)	11,36395	5,91
<b>Total</b>	<b>93,98996</b>	<b>48,86</b>

Nota: Área total não classificada: 98,38 km<sup>2</sup> (51,14%).

Fonte: Brasil (1974).

A carta de orientação de vertentes (Figura 33) corrobora com o que já foi estabelecido anteriormente: a divisão da área em dois compartimentos morfológicos distintos divididos pelo Alto Estrutural Coqueirinho. O compartimento localizado ao norte, onde está situada a bacia do rio Guruji, possui a maioria das vertentes voltadas principalmente para N-NW. O compartimento localizado ao sul do alto estrutural, onde está localizada a bacia do rio Graú, é composto principalmente por vertentes voltadas para S-SW.

**Figura 293 – Carta de orientação de vertente**



Fonte: Elaboração própria (2011).

Analisando a bacia hidrográfica do rio Guruji, podem-se observar alguns padrões, quais sejam: no rio principal as vertentes estão voltadas principalmente para o sentido NW e W, porém com alguns pequenos pontos no sentido Norte. Ainda na mesma bacia o riacho Estiva segue as mesmas características do rio principal com os seus padrões de drenagem no sentido NW e W, mostrando que a porção sul do terreno que abrange essa bacia é relativamente mais alto que a porção norte. Ainda dentro da bacia do rio Guruji, o riacho do Caboclo que está perpendicular ao rio principal, possui a maioria das suas vertentes relativamente em equilíbrio, já que na margem esquerda possui vertentes no sentido E e NE, enquanto na porção a direita a maior parte das suas vertentes estão voltadas para o sentido W-SW, com vários pontos no sentido Norte. O riacho Pau Ferro segue as mesmas características do riacho do Caboclo.

Na bacia do rio Graú o padrão que predomina é no sentido SW e S, mostrando que a maior parte do fluxo de água, escoar nesse padrão. Observa-se ainda que esse padrão de orientação está relacionado ao Alto Estrutural Coqueirinho, sendo esse considerado um grande divisor de água entre as duas grandes bacias que fazem parte da carta Jacumã. Na porção ao sul da bacia do rio Graú observa-se que já não existe uma padronização de direcionamento das vertentes, por exemplo, no riacho Massapé predomina os padrões SE e E na margem esquerda e os sentidos NW e W na margem direita. Enquanto isso no córrego Jangada já existe uma relativa mistura de direções que vão desde leste, nordeste, norte até noroeste e oeste.

### 8.3 CARTA HIPSOMÉTRICA

Analisando a carta hipsométrica (Anexo A), podem-se avaliar vários parâmetros e dimensões morfológicas distintas, dentre eles a porcentagem de área que cada categoria altimétrica abrange. O resultado obtido mostra que a classe altimétrica que varia entre 20-40 m obteve o maior valor areal, aproximadamente 27,8964 km<sup>2</sup>, e o menor valor, com menos de 1% de área (0,0044 km<sup>2</sup>), é a classe altimétrica que varia entre 120-140 m, área que se refere ao ponto mais alto da carta Jacumã, que é de 121 m (Tabela 4).

**Tabela 4 – Área ocupada por cada uma das classes altimétricas**

Classes Altimétricas	Área (km <sup>2</sup> )	Porcentagem (%)
0 – 10	18,1899	9,455
10 – 20	13,0713	6,795
20 – 40	27,8964	14,501
40 – 60	27,2507	14,165
60 – 80	21,5262	11,190
80 – 100	6,3830	3,318
100 – 120	0,7080	0,368
120 – 140	0,0044	0,002
<b>Total</b>	<b>115,0299</b>	<b>59,794</b>

Nota: Área total não classificada: 77,3469 (40,206%).

Fonte: Brasil (1974).

Outros valores encontrados foram: 18,1899 km<sup>2</sup> na classe altimétrica de 0-10 m, que se refere às áreas das planícies fluviais, mangues e praias; já na classe que varia 10-20 m, que ainda diz respeito às áreas de planícies fluviais no médio e baixo curso do rio e seus afluentes, abrange uma área de 13,0713 km<sup>2</sup>; os valores entre 40 e 60 m ocupam uma área de 27,2507 km<sup>2</sup>, sendo a segunda maior classe, corresponde aos tabuleiros já desgastados pelos processos erosivos; a classe 60-80 m possui uma área de 21,5262 km<sup>2</sup>; entre 80-100 m abrange 6,383 km<sup>2</sup>; e, por fim, os valores da classe 100-120 compreendem 0,708 km<sup>2</sup>.

Na área abrangida pelo Alto Estrutural Coqueirinho vários patamares com altitudes superiores a 120 m são encontrados, porém fora da área de estudo, o ponto culminante dentro da área de pesquisa é de 104 m, que está dentro da delimitação do Alto Estrutural Coqueirinho.

Os patamares mais elevados dentro da área de estudo estão localizados ao sul do rio Graú, com altitudes de até 121 m (ponto culminante), onde também se observa que os topos diferem-se significativamente do restante da área, com morfologias e dimensões reduzidas, se comparadas aos topos encontrados no compartimento ao norte do alto estrutural. Por essa porção da área possuir maiores altitudes, observa-se um maior entalhamento médio dos vales e elevadas declividades das vertentes. Nessa porção o relevo apresenta-se bastante dissecado, com uma alta densidade da rede de drenagem, diferenciando-se praticamente de todas as outras superfícies da área de estudo. As formas predominantes são constituídas por “quase tabuleiros”, às vezes aproximando-se de formas colinosas pouco evoluídas. Esse modelado, segundo Kaizuca (1963, apud SUGUIO, 1999), representaria a sequência evolutiva de superfícies geomorfológicas, equivalente à fase intermediária entre as superfícies tabular e colinosa.

#### 8.4 CARTA CLINOGRÁFICA

Analisado as medidas de classe encontradas no plano de informação declividade, foram encontrados os seguintes valores: 0-12% é a classe temática com maior área ocupada, ao todo são 75,018025 km<sup>2</sup>, correspondente a < 7,25°, sendo esse um relevo plano. Na área em questão a forma de relevo predominante são os baixos planaltos costeiros, caracterizados por apresentarem formas tabulares. A segunda maior classe de declividade é de 12-30%, que corresponde a valores entre 7,25°-17° levemente inclinado, ocupando uma área de 27,904450 km<sup>2</sup>, essa classe temática encontra-se nas áreas de vertentes dos cursos fluviais e em algumas poucas áreas de falésia (Tabela 5).

**Tabela 5 – Área ocupada por cada uma das classes de declividade**

<b>Classes de Declividade</b>	<b>Área (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Porcentagem (%)</b>
0 – 12%	75,018025	39,00
12 – 30%	27,904450	14,50
30 – 47%	8,158375	4,24
47 – 100%	2,870100	1,49
> 100%	0,170175	0,09
<b>Total</b>	<b>114,121125</b>	<b>59,32</b>

\* Área total não classificada: 78,255675 km<sup>2</sup> (40,68%).

Fonte: Brasil (1974).

Na carta clinográfica (Anexo B) observa-se que as maiores declividades estão nas cabeceiras de drenagem da porção oeste e sul da bacia do rio Guruji e em praticamente toda extensão do rio Graú. Avaliando toda a área de estudo chega-se ao resultado de que uma considerável parte da área possui declividades em torno de 0-12%, que corresponde aos topos aplainados dos tabuleiros e às planícies e terraços fluviais e marinhos. A maior concentração de declividades elevadas (> 45%) encontra-se ao sul do rio Graú e nas falésias de Coqueirinho, que são os mais altos de todo estado.

Uma área bastante peculiar é a sub-bacia do riacho Pau Ferro, que pertence à bacia hidrográfica do rio Guruji, onde os índices de declividade atingem valores de até 100%, principalmente nas proximidades de suas cabeceiras e no seu alto curso. Em todos os seus cursos de primeira e segunda ordem percebem-se essas declividades bastante elevadas, diminuindo esse índice quando o seu curso principal deságua no riacho do Caboclo. Outra característica peculiar é sua direção S-N, destoante do padrão de drenagem principal da área que é W-E. Essas declividades elevadas apontam para um recuo de cabeceira acelerado, provavelmente atrelado ao Alto Estrutural Coqueirinho, onde se encontram todos os seus cursos de 1ª ordem (Anexo B).

## 8.5 CARTA GEOMORFOLÓGICA

Analisando a carta geomorfológica (Anexo C), existem no 1º táxon três classes morfoestruturais, que são: os sedimentos quaternários, a cobertura sedimentar de plataforma (composta pelos sedimentos pós-Barreiras e pela Formação Barreiras) e a Bacia Pernambuco. O 2º táxon é composto basicamente por duas classes morfoescultural, que são: a baixada litorânea e os baixos planaltos costeiros (ou tabuleiros).

O 3º e o 4º táxon correspondem respectivamente aos padrões e aos tipos de forma de relevo, respectivamente. Para um melhor entendimento eles serão analisados conjuntamente. Podem-se observar seis formas de denudação, que são:

- **Dt 31:** são formas de dissecação tabular com entalhamento médio do vale de intensidade média e com dimensão interfluvial média classificada como muito grande. Esse tipo de forma está localizado na margem oeste do riacho do Ipiranga, ocupando uma área de aproximadamente 4,16 km<sup>2</sup>.
- **Dt 32:** forma de dessecação do tipo tabular com entalhamento médio do vale classificada como do tipo média (40 e 30 m) e a dimensão interfluvial média

classificada como grande. Essa formação está localizada entre a bacia do rio Graú, ao sul, e a bacia do rio Bucatu no setor norte, abrangendo uma área de 13,88 km<sup>2</sup>.

- **Dt 41:** tipo dissecação com formas tabulares, com entalhamento médio dos vales forte (40 a 160 m) e dimensão interfluvial muito grande (> 1500 m). Esse tipo de forma pode ser encontrado em toda porção central da carta, em toda margem norte da bacia hidrográfica do rio Guruji e na margem norte do médio curso do rio Graú, ocupando uma área de aproximadamente 45,74 km<sup>2</sup>.
- **Dt 42:** representa uma unidade denudacional de formas com tipo tabular, entalhamento dos vales de índice 4 (40 a 160 m), classificado como forte e dimensão interfluvial de tamanho grande (1500 a 700 m), localizando-se na porção central da carta na margem sul da bacia hidrográfica do rio Guruji, passando pelo riacho Pau Ferro e riacho do Caboclo até a bacia do rio Bucatu, abrangendo uma área de 19,43 km<sup>2</sup>.
- **Dsc 31 e Dsc 41:** além das formas tabulares, também podem ser encontrados padrões do tipo semiconvexo na porção sul da carta Jacumã, na margem sul da bacia do rio Graú. O Dsc 31, com aproximadamente 11,28 km<sup>2</sup> de área, caracteriza-se por apresentar médio entalhamento dos vales e grande dimensão interfluvial. Já o Dsc 41 possui formas semiconvexas, porém com forte entalhamento médio dos vales e grande dimensão interfluvial entre 1500 e 700 m, ocupando uma área de aproximadamente 11,28 km<sup>2</sup>.

As áreas de formas de acumulação são compostas basicamente por cinco tipos de formas: área de planície de interdial (Api), área de planície de acumulação fluvial (Apf), área de terraço e planície marinha (Atpm), área de colúvio, terraço e planície fluvial (Actpf) e área de colúvio e terraço fluvial (Actf).

A Api é composta de planícies de interdial (mangue) (Figura 34), ocupa uma área de aproximadamente 2,16 km<sup>2</sup> e caracteriza-se por ser uma área desenvolvida sobre a calha de um vale preenchido por terrenos aluvionares e que apresenta meandros fluviais divagantes, devido à baixa declividade do curso do rio que, em épocas de cheia, extravasa do canal fluvial e inunda a região. Esse tipo de planície ocorre normalmente no baixo curso do rio, onde o relevo é mais desbastado pela erosão do que na montante, apresenta pequeno gradiente topográfico. Em consequência, a energia fluvial é atenuada e não consegue carregar muito da carga sedimentar do rio que é depositada, colmatando o vale com sedimentos fluviais.

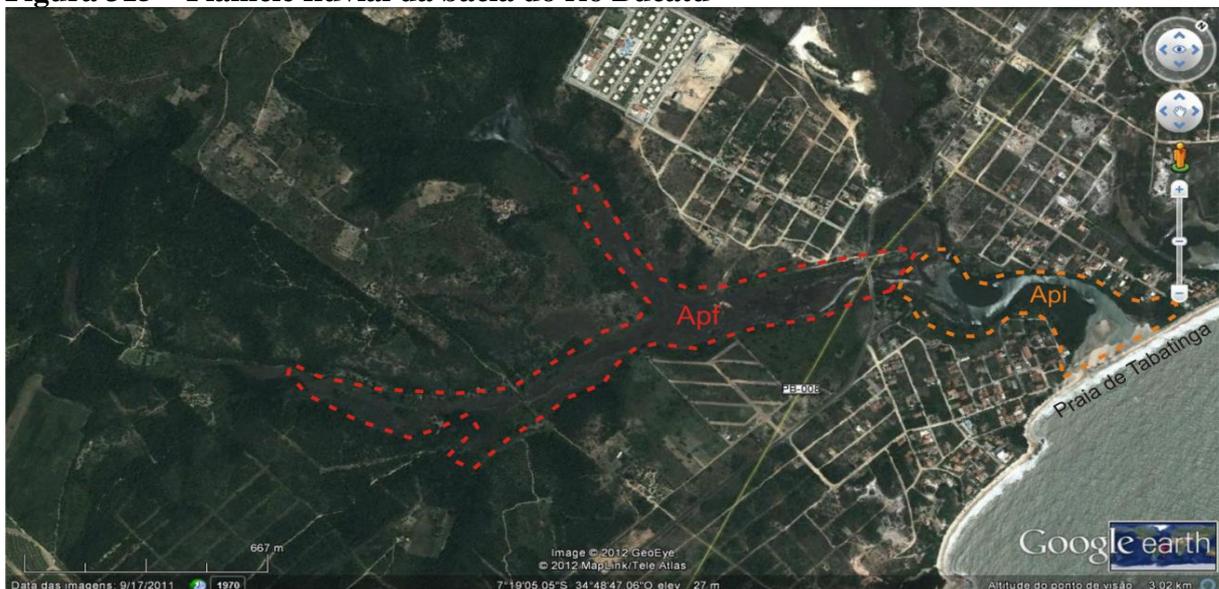
**Figura 304 – Planície intertidal da bacia hidrográfica do rio Guruji**



Fonte: Google Earth (2012).

A área de planície de acumulação fluvial (Apf) ocupa uma área de 2,19 km<sup>2</sup> (Figura 35). Pode-se encontrar esse tipo de área de acumulação em praticamente todas as bacias hidrográficas que fazem parte da área de estudo. A planície fluvial caracteriza-se por ser formada pela deposição de material aluvial erodido em áreas mais elevadas (DNAEE, 1976). Segundo Guerra e Guerra (2006), são aquelas justapostas ao fluxo fluvial, com formas alongadas (quando de nível de base local) e são produzidas pelos depósitos deixados pelos rios.

**Figura 315 – Planície fluvial da bacia do rio Bucatu**



Fonte: Google Earth (2012).

O terceiro tipo de forma de acumulação é o Atpm, uma área de terraço e planície marinha. Achou-se conveniente esse tipo essa junção de formas por causa da escala de estudo. As áreas de terraço de planície marinha são caracterizadas por serem depósitos sedimentares de origem marinha, situados acima do nível médio atual. Na área estudada essas formas encontra-se nas áreas de praia. Na área compreendida pela carta Jacumã esse tipo de forma ocupa 0,82 km<sup>2</sup> (Figura 36).

**Figura 326 – Área de terraço e planície marinha na praia de Tabatinga**

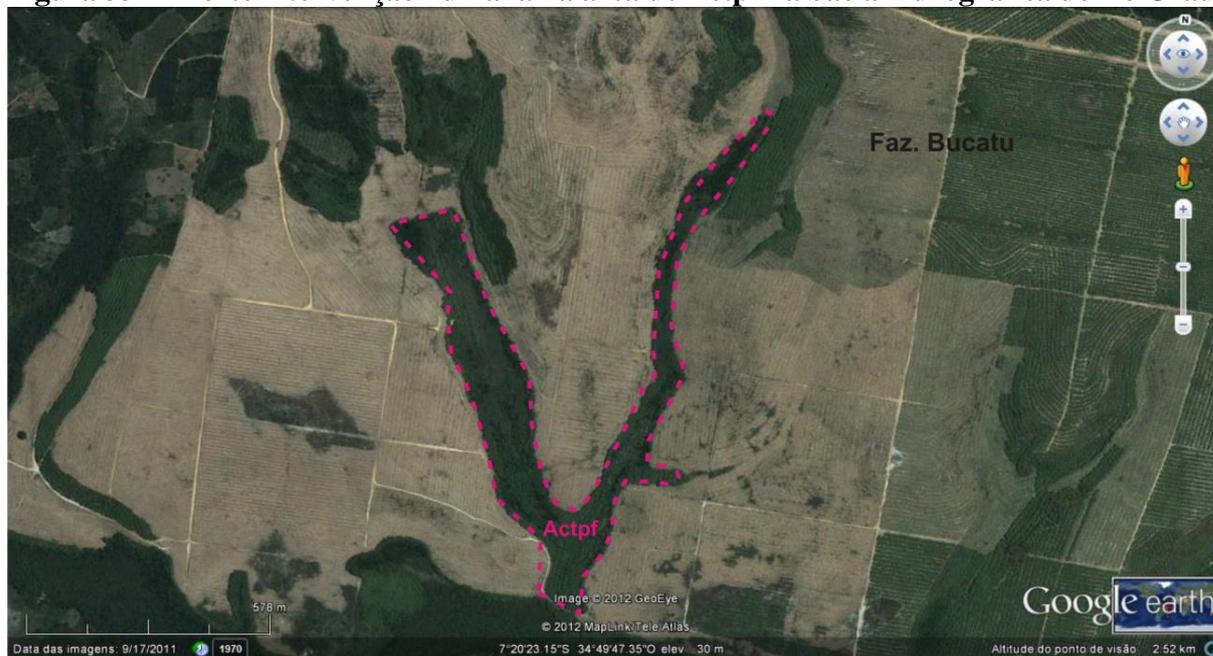


**Fonte:** Elaboração própria (2012).

O tipo Actpf equivale a áreas de colúvio, terraço e planície fluvial, onde as áreas de colúvio são porções de terra formadas pelo material transportado de uma local para o outro, principalmente pela gravidade (Figura 37). O material coluvial só aparece no sopé de vertentes ou em lugares muito afastados de declives que lhe estão acima (GUERRA; GUERRA, 2006). As áreas de terraço são uma superfície horizontal ou levemente inclinada, construída por depósitos sedimentares, ou superfície topográfica modelada pela erosão fluvial na área de estudo. Esse tipo de forma ocupa uma área de 5,25 km<sup>2</sup> e está localizado na área estudada nas cabeceiras de praticamente todos os cursos fluviais que fazem parte da carta Jacumã.

O último tipo de forma de acumulação é o Actf, que ocupa uma área de aproximadamente 0,017 km<sup>2</sup>, a sigla quer dizer colúvio e terraço fluvial.

**Figura 337 – Forte intervenção humana na área de Actpf na bacia hidrográfica do rio Graú**



Fonte: Google Earth (2012).

O 5º táxon refere-se a setores das vertentes e será descrito na seção seguinte (perfis topográficos). O 6º táxon corresponde às pequenas formas de relevo, como aquelas resultantes de processos atuais, por exemplo: ravinas, voçorocas, bancos de assoreamento, falésias (ativas e inativas), além de formas produzidas pelo homem, como cortes e aterros, entre outras.

A primeira forma a ser identificada foram as falésias, que na área de estudo podem-se encontrar dois tipos: ativas e inativas.

As falésias ativas são aquelas em processo de erosão marinha (Figura 38). Na área de estudo foram identificados três trechos de falésias nessa situação, aproximadamente 641 m. As praias que possuem falésias em processo de erosão marinha na área da carta Jacumã são: praia do Amor, Carapibus, Coqueirinho e Tabatinga.

Já as falésias inativas somam aproximadamente 6,95 km, ou seja, a maior parte das falésias na área de estudo são do tipo inativas, mas, apesar de não apresentarem erosão marinha, os tipos de erosão predominante são pluvial e eólica, formando diversos trechos de movimento de massa. Um dos fatores determinantes para identificação das falésias inativas foi a vegetação encontrada no sopé da mesma (Figura 39).

**Figura 348 – Falésias ativas na praia de Carapibus**



Fonte: Elaboração própria (2011).

**Figura 359 – Vegetação nativa no sopé das falésias inativas na praia de Tabatinga**



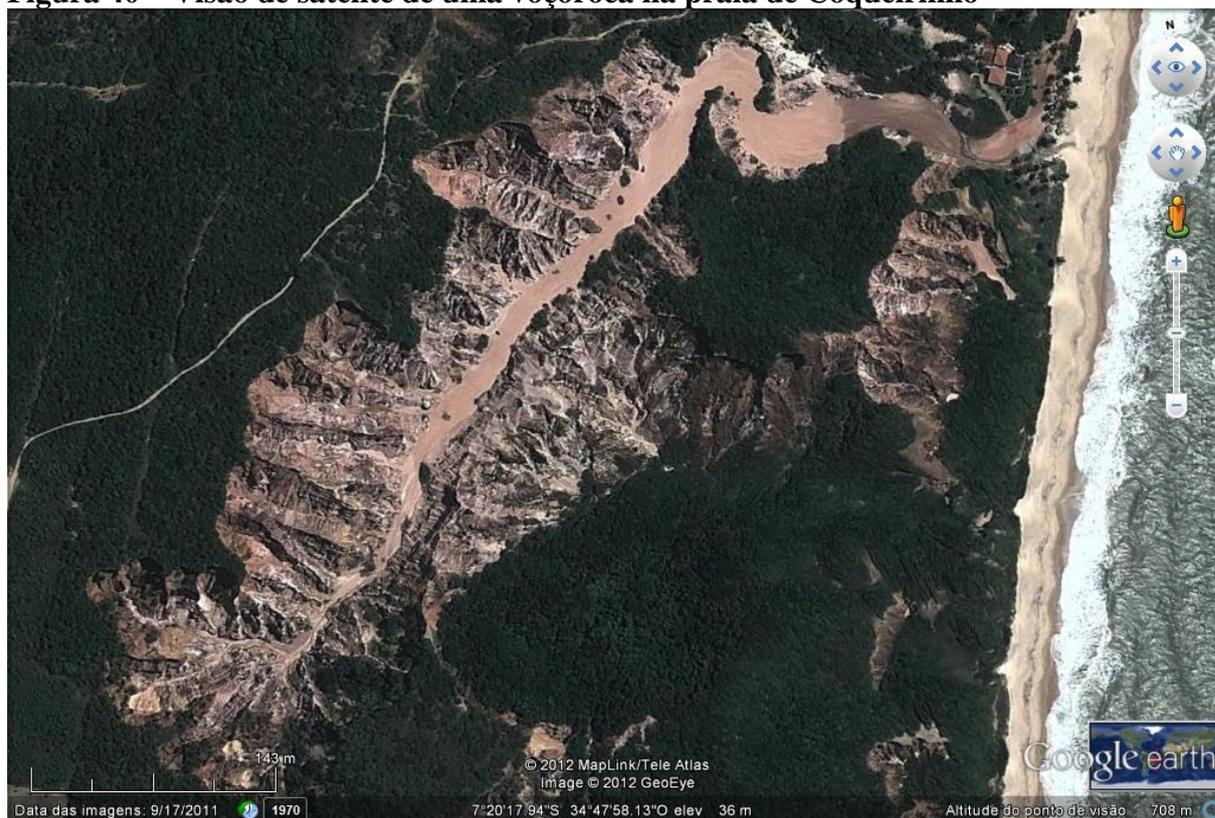
Fonte: Elaboração própria (2011).

Outro tipo de forma muito comum na área de estudo são as voçorocas e ravinas. As voçorocas são escavações ou rasgão do solo ou de rocha decomposta, ocasionadas pela erosão do lençol de escoamento superficial. As voçorocas, quando em grande número e relativamente paralelas, dão aparecimento a verdadeiras áreas de *badland*<sup>1</sup>. Essas voçorocas são encontradas principalmente na praia de Coqueirinho e apenas uma na praia do Amor.

<sup>1</sup> Segundo Guerra e Guerra (2006), são terras impróprias à agricultura, muito erodidas pela erosão pluvial, e cheias de sulcos ou valetas de profundidades variadas.

Ao todo foram mapeadas na área estudada ao todo 7 voçorocas (Anexo C), todas elas estão localizadas entre as praias de Tabatinga e Tambaba. Praticamente todas as voçorocas mapeadas estavam direcionadas no sentido W-L (continente-oceano) e algumas já apresentam evidências da formação de pequenos cursos, sendo essa uma evidência de que em um futuro próximo venham à forma pequenos córregos evoluindo para uma bacia hidrográfica (Figura 40).

**Figura 40 – Visão de satélite de uma voçoroca na praia de Coqueirinho**



**Fonte:** Google Earth (2012).

A voçoroca encontrada entre as coordenadas 301705,97 m E e 9189426,58 m S, na praia de Coqueirinho, foi a maior voçoroca encontrada na área estudada, possuindo comprimento de aproximadamente 668,64 m e largura de aproximadamente 160,23 m (Figuras 40 e 41), sendo essa a maior do estado da Paraíba. Essa voçoroca ainda apresenta outras peculiaridades, tais como: um grande sistema de falhas direcionadas em vários sentidos e conjuntamente algumas dobras também são identificadas *in loco*.

Porém, uma das voçorocas que se distingue das demais é a encontrada entre as coordenadas 300859 m E e 9190506 m S, localizada na praia de Tabatinga, essa voçoroca encontrada não segue o padrão W-L e sim está no sentido S-N, paralela à linha de praia (Figuras 42 e 43). O que se percebe *in loco* e analisando imagens orbitais é que essa voçoroca

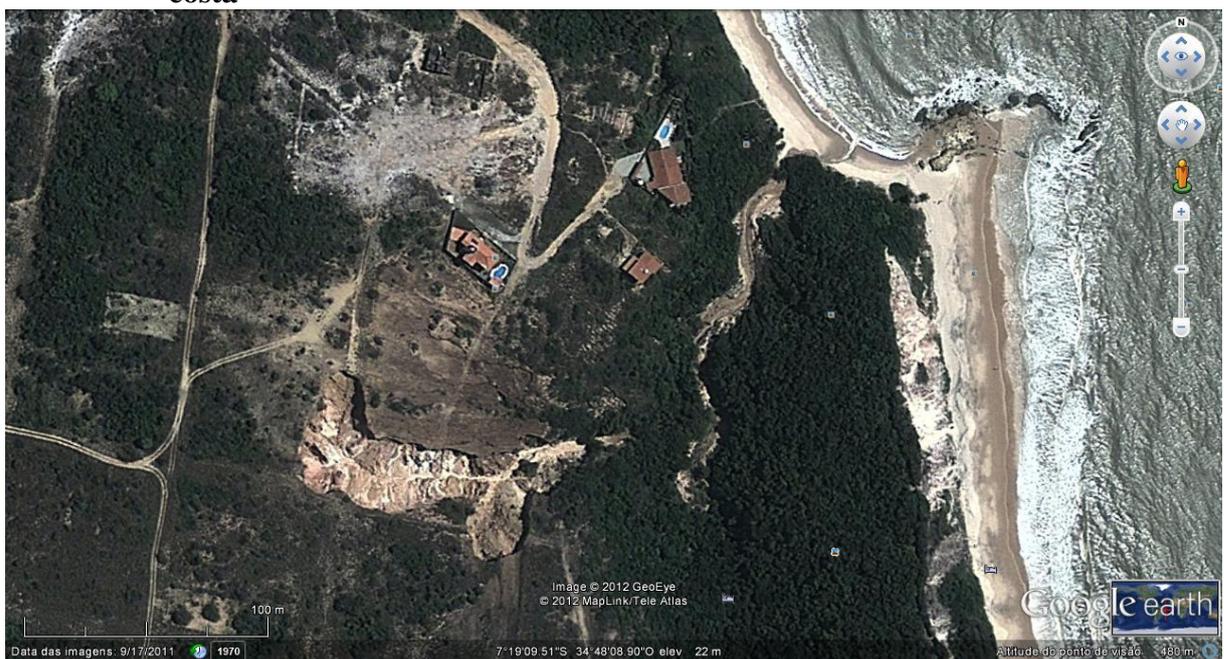
está se ligando a um curso já existe. Essa voçoroca apresenta um comprimento de aproximadamente 145,04 m e largura de aproximadamente 29,68 m.

**Figura 361 – Vista terrestre da voçoroca da praia de Coqueirinho**



Nota: Essa voçoroca possui comprimento atual de aproximadamente 668,64 m e largura de 160,23 m  
 Fonte: Nóbrega (2011).

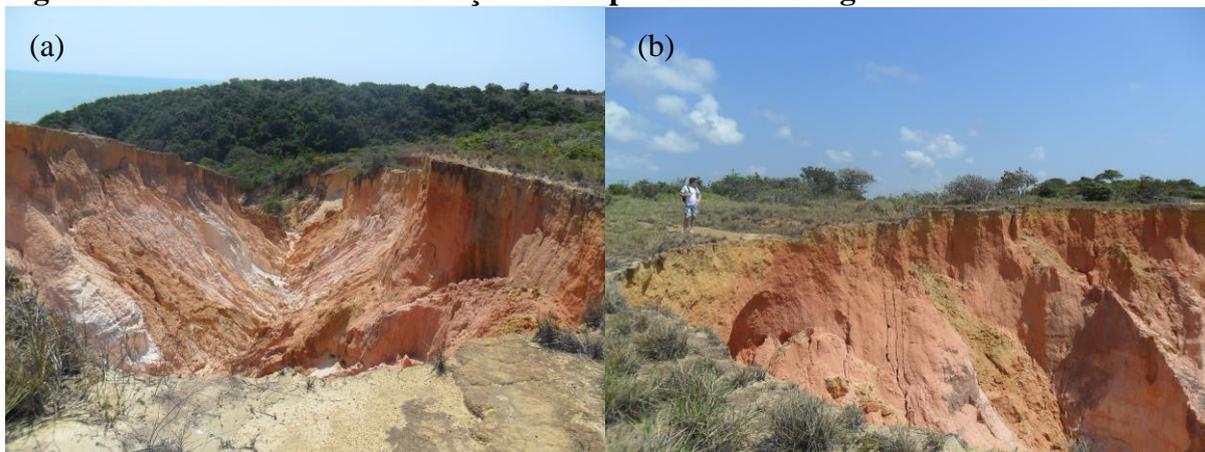
**Figura 372 – Imagem orbital de voçoroca na praia de Tabatinga, paralela à linha de costa**



Nota: Observar que a voçoroca está direcionada para um pequeno córrego que existe na área.

Fonte: Google Earth (2012).

**Figura 383 – Vista terrestre da voçoroca na praia de Tabatinga**



Nota: (a) Vista terrestre da voçoroca mostrando a sua profundidade e o seu direcionamento para o córrego que se encontra à frente; (b) Vista da extensão da cabeceira da voçoroca.

Fonte: Elaboração própria (2012).

Além das áreas muito desenvolvidas das voçorocas, também se encontram algumas formações que ainda estão no estágio de ravinas, um exemplo é a ravina encontrada entre as coordenadas 299724 m E e 9191704 m S, nas proximidades do riacho Bucatu, sendo essa ravina distante da linha de costa (Figura 44). Uma peculiaridade dessa área é a presença de extração de área para construção, não se sabe ao certo se existe alguma correção entre a extração de areia nas proximidades ou se esse processo ocorre somente por causa dos fatores geológicos e pela erosão laminar predominante na área.

**Figura 394 – Forte fluxo e deposição de material sedimentar da ravina próxima ao riacho Bucatu**



**Fonte:** Elaboração própria (2012).

Segundo Guerra e Guerra (2006), ravinas são sulcos produzidos nos terrenos devido ao trabalho erosivo das águas de escoamento. Já o processo de ravinamento se dá pelo escoamento superficial da água, ao sofrer certas concentrações, passa a fazer incisões, passando do *sheet erosion* para o *rill erosion*, isto é, erosão de ravinamento e voçorocamento.

## 8.6 PERFIS TOPOGRÁFICOS

Analisando os perfis topográficos construídos através do *software Spring 5.1.7*, corrobora-se com as análises já descritas nesta pesquisa, como a divisão da área em dois compartimentos morfológicos distintos, um com relevo tabular e outro com relevo colinoso, separados por um alto estrutural e os acentuados entalhes fluviais (Figura 45).

No perfil 293000 pode-se observar um forte entalhe do riacho Estiva na extensa planície do rio Gurujá, no seu alto curso, algo que chama bastante atenção, e uma leve inclinação no sentido N-S. Analisando a forma das vertentes observam-se vertentes do tipo retilínea, como se pode observar na margem esquerda do riacho Estiva. Já no rio Gurujá observa-se vertente com formas côncavas, a mesma situação ocorre no rio Graú.

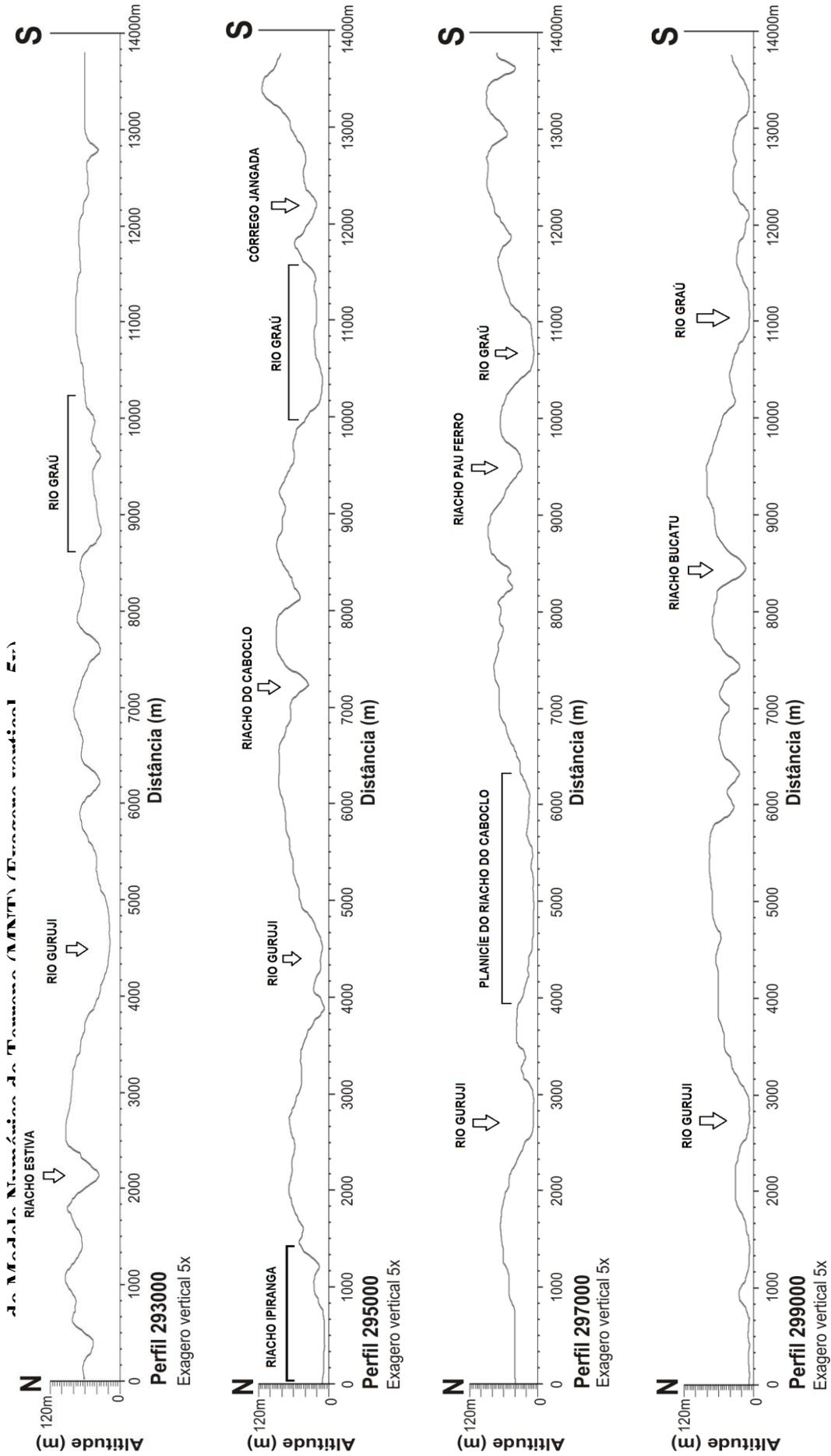
No perfil 295000 encontram-se vertentes com forma convexa, por exemplo, as vertentes do riacho do Caboclo. O rio Gurujá continua apresentando vertentes com forma côncava. No riacho Jangada, podem-se identificar dois tipos de formas: na porção esquerda apresenta forma convexa e na porção direita apresenta forma côncava. Além das vertentes podem-se observar

nesse perfil as formas tabulares que são predominantes na área de estudo, começando a transitar para formas semiconvexas nas proximidades do rio Graú até o córrego Jangada, no sentido N-S.

No perfil 297000 pode-se observar que o rio Guruji possui dois tipos de vertente: no lado esquerdo possui vertentes com forma convexa e na margem direita vertentes com formato côncavo. Pode-se ver de forma nítida a presença da planície do riacho do Caboclo. Ainda no mesmo perfil, observando o riacho Pau Ferro, constatou-se que ele também possui dois tipos de vertente: no lado esquerdo vertente com forma convexa e no lado direito com formato côncavo. No rio Graú foi constatado um diferencial, pois a vertente do lado direito possui formas retilíneas, destoando do padrão encontrado em todo o perfil 297000, e a vertente do lado esquerdo possui forma convexa.

O perfil 299000 apresenta vertente com forma retilínea na margem direita do rio Guruji e na margem esquerda forma convexa. O riacho Bucatu possui vertente retilínea na porção esquerda e o lado direito convexo. Além das vertentes, pode-se observar ainda um grande tabuleiro entre o rio Guruji e o riacho Bucatu no sentido N-S.

**Figura 405 – Perfis topográficos das coordenadas longitudinais (sentido: N-S) da Carta Jacumã (SB-25-Y-C-III-3-NE), geradas a partir**

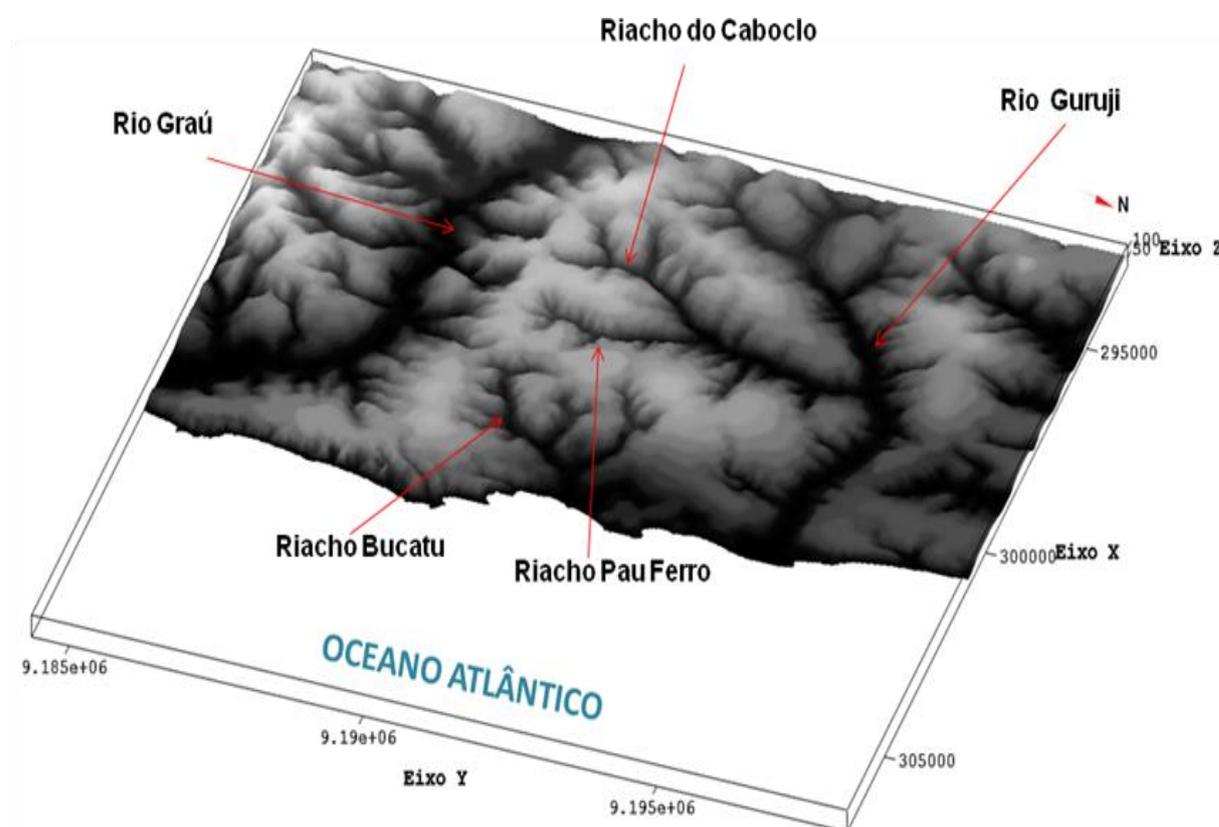


**Fonte:** Elaboração própria (2012).

## 8.7 MODELO 3D

Com o modelo 3D (Figura 46) construído e analisado, pode-se verificar com maior clareza que no compartimento norte há patamares mais elevados a oeste, declinando a altimetria em direção leste, obedecendo à inclinação predominante das formações sedimentares da bacia Pernambuco-Paraíba. Esse fato não pode ser aplicado para os riachos do Caboclo e Pau Ferro, que apresentam direção S-N, perpendicular à direção predominante do relevo desse compartimento.

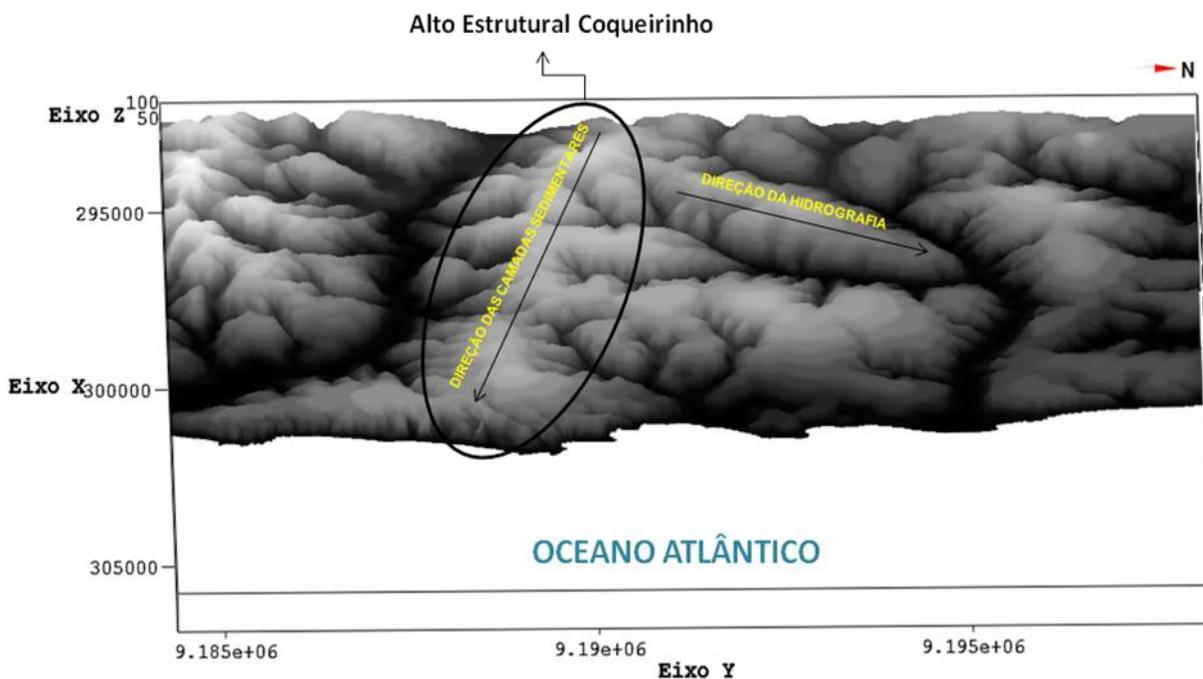
**Figura 416 – Modelo Digital de Elevação (MDE), representação dos principais cursos da área de estudo**



**Fonte:** Elaboração própria (2012).

Percebe-se, também, que outros cursos d'água que possuem uma pequena parte de seus caudais na área de estudo não obedecem à inclinação predominante do compartimento, que é de W-E, possuindo, também, direção S-N. Quanto ao compartimento ao sul do alto estrutural, visualiza-se uma acentuada inflexão do rio Graú mudando sua direção de forma brusca de W-E para NNW-SSE, evidenciando nesse ponto um acentuado controle tectônico-estrutural (Figura 47).

**Figura 427 – Modelo Numérico do Terreno (MNT), representação da inclinação das camadas sedimentares sentido E-W**



**Fonte:** Elaboração própria (2012).

O modelo 3D mostra claramente a diferença de rugosidade entre os dois compartimentos citados, além de apontar com nitidez a extensão do Alto Estrutural Coqueirinho dentro da área de estudo e sua influência conspícua nos cursos d'água que possui direção S-N (riachos Pau Ferro e do Caboclo), destoando do padrão de drenagem regional, e na inflexão do rio Graú.

## 8.8 ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

A análise quantitativa baseada nos diferentes índices morfométricos revelou, em análise individual e conjunta, influência tectônica na morfologia do terreno em diferentes graus de intensidade na dinâmica evolutiva.

### 8.8.1 Relação Declividade-Extensão (RDE)

O índice RDE foi aplicado em nove cursos da área de estudo. Foram excluídos da análise o rio principal da bacia do rio Graú, pois a maior parte desse rio está fora da área de estudo, e outros cursos que possuíam pequenos comprimentos de drenagem. Os cursos escolhidos foram: o riacho Ipiranga (trechos A e B), o rio Guruji (trechos A, B e C), o riacho

Estiva (trechos A e B), o riacho Pau Ferro (trechos A, B e C), o riacho Bucatu (trechos A e B), o riacho Andreza (trechos A e B), o córrego Jangada (trechos A, B e C) e o riacho Massapé (trechos A, B e C).

Os resultados encontrados com a aplicação do índice RDE mostraram que todos os cursos estudados apresentam indícios de anomalias de drenagem. As anomalias ocorrem tanto em segmentos do alto curso dos rios quanto de seus cursos médios e baixos. No total foram definidos 12 trechos anômalos, ou seja, aproximadamente 54% do total de trechos de rio analisados (Tabela 6). Os rios que se destacaram foram: riacho Ipiranga (A), rio Guruji (A), riacho Estiva (A), riacho Pau Ferro (A), riacho do Caboclo (A), riacho Bucatu (A), riacho Andreza (A), córrego Jangada (A) e riacho Massapé (A).

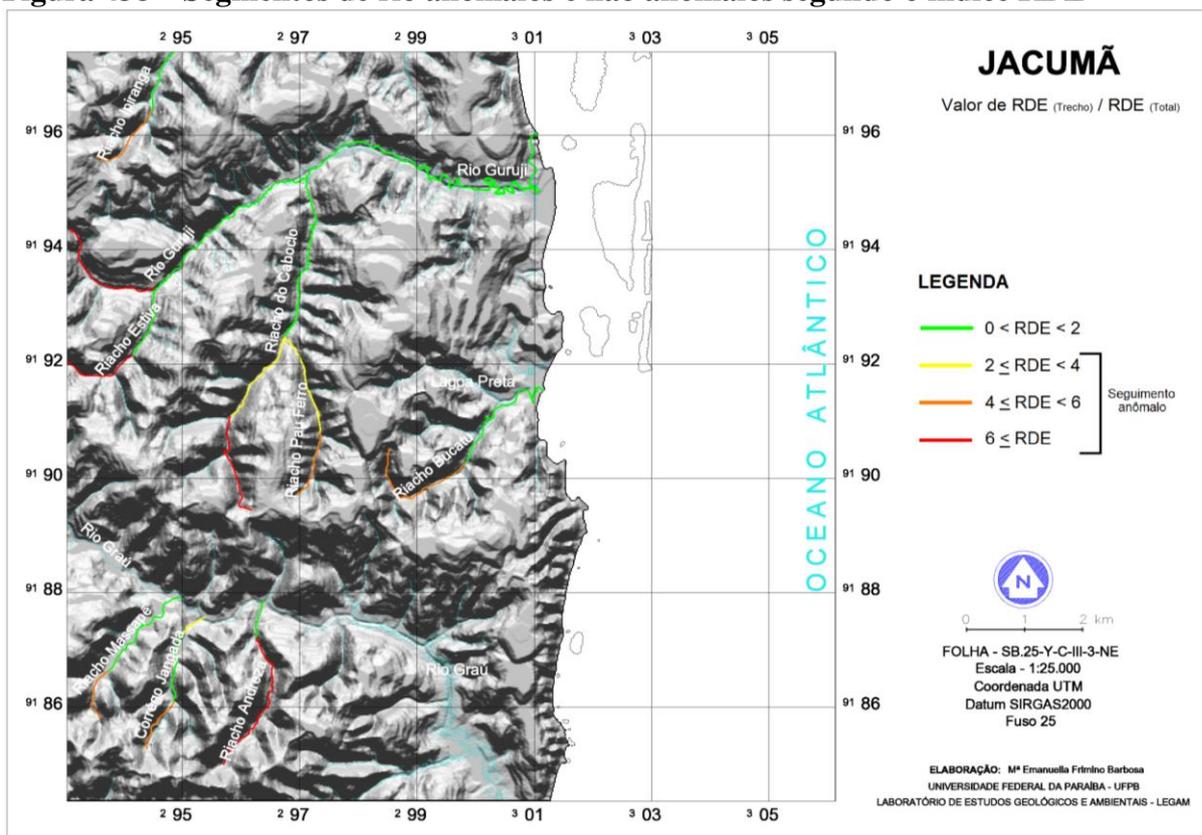
**Tabela 6 – Valores da relação  $RDE_{\text{segmento}}/RDE_{\text{total}}$ , por segmento de drenagem de cada rio**

Nome	$RDE_{\text{trecho}}/RDE_{\text{total}}$		
	$RDE_{\text{trecho}}$	$RDE_{\text{total}}$	$RDE_{\text{trecho}}/RDE_{\text{total}}$
Rch. Ipiranga (A)	27,606	6,778	4,0702
Rch. Ipiranga (B)	9,995		1,4737
Rio Guruji (A)	31,393	3,585	8,7978
Rio Guruji (B)	0,533		0,1488
Rio Guruji (C)	-3,339		- 0,9313
Rch. Estiva (A)	48,239	3,947	12,1886
Rch. Estiva (B)	3,260		0,8257
Rch. Pau Ferro (A)	5,785	6,424	5,7853
Rch. Pau Ferro (B)	3,896		3,8961
Rch. do Caboclo (A)	54,965	8,587	6,4007
Rch. do Caboclo (B)	19,742		2,2990
Rch. do Caboclo (C)	- 5,603		- 0,6524
Rch. Bucatu (A)	25,374	5,953	4,2585
Rch. Bucatu (B)	7,4646		1,2537
Rch. Andreza (A)	21,664	3,202	6,7643
Rch. Andreza (B)	–		–
Crg. Jangada (A)	21,462	4,691	4,5744
Crg. Jangada (B)	1,566		0,3338
Crg. Jangada (C)	11,815		2,5184
Rch Massapé (A)	18,374	4,085	4,4972
Rch Massapé (B)	1,908		0,4671
Rch Massapé (C)	7,866		1,9255

**Fonte:** Dados da pesquisa (2012).

A Figura 48 apresenta a classificação dos segmentos de drenagem, segundo os valores obtidos na relação entre o índice RDE por segmento (RDEs) e o índice RDE total (RDEt) do rio. Os segmentos representados na cor verde obtiveram índices  $RDE < 2$ , portanto, não são considerados anômalos. Os segmentos considerados anômalos são dos que obtiveram  $RDE \leq 2$ . Devido à expressiva amplitude de valores anômalos, foi possível a distinção das anomalias em índices considerados moderados ( $2 \leq RDE < 4$ ), altos ( $4 \leq RDE < 6$ ) e altíssimo ( $6 \leq RDE$ ).

**Figura 438 – Segmentos de rio anômalos e não anômalos segundo o índice RDE**



Nota: RDEs = Relação Declividade-Extensão por segmento de drenagem; RDEt = Relação Declividade-Extensão para toda extensão do rio.

Fonte: Elaboração própria (2012).

Os segmentos de drenagem que obtiveram os maiores índices ( $6 \leq RDE$ ) encontram-se nos cursos do rio Guruji (A), riacho Estiva (A) e riacho Andreza (A), os dois primeiros pertencentes à bacia hidrográfica do rio Guruji, porção norte da carta, e o terceiro pertencente à bacia hidrográfica do rio Graú, na porção sul da carta.

Altos valores ( $4 \leq RDE < 6$ ) também são encontrados nos riacho Ipiranga (A), riacho Pau Ferro (A), riacho Bucatu (A), riacho Massapé (A) e córrego Jangada (A), em praticamente todas as bacias que compõem a área de estudo. Outro fato interessante é que todos os valores estão localizados em área de cabeceira de drenagem.

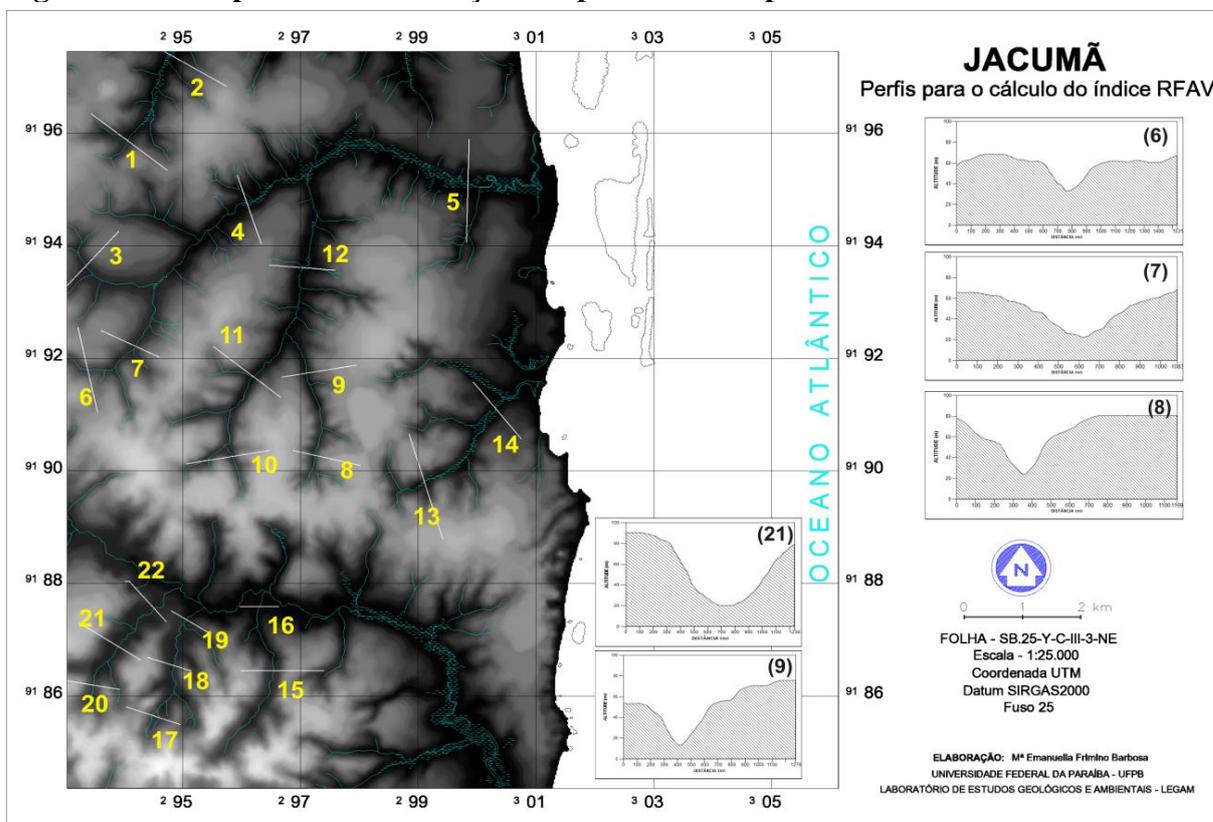
Médios valores ( $2 \leq RDE < 4$ ) foram encontrados nos seguintes segmentos de drenagem: riacho do Caboclo (B), riacho Pau Ferro (B) e córrego Jangada (C), onde os dois primeiros pertencem à bacia hidrográfica do rio Guruji e o terceiro na bacia de drenagem do rio Graú. E, por fim, os valores considerados não anômalos foram encontrados nos seguintes cursos: rio Guruji (B e C), riacho do Caboclo (C), riacho Ipiranga (B), riacho Bucatu (B), riacho Massapé (B), córrego Jangada (B) e riacho Andreza (B).

### 8.8.2 Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)

No que diz respeito à forma dos vales, as informações obtidas com a aplicação do índice RFAV revelaram heterogeneidade entre as sub-bacias hidrográficas. Os setores definidos para o cálculo foram escolhidos pelo critério da divisão já feita para o cálculo do RDE, onde os cursos foram divididos em trechos (A, B e C). O que chamou a atenção foi que alguns pontos apresentaram a ocorrência de vales incisivos, principalmente nas cabeceiras de drenagem (Figura 49).

Nenhum dos trechos estudados apresentou valores de RFAV  $< 1$ . Porém, valores próximos a 1 foram detectados nos seguintes trechos: riacho Pau Ferro (8 e 9), riacho do Caboclo (10) e riacho Massapé (21) (Tabela 7). Com base na elaboração dos perfis topográficos, foi possível a comparação entre os trechos trabalhados, revelando vales incisivos. Já os cursos com valores superiores a 1 apresentaram o índice com maior valor de RFAV, ou seja, revela vale em forma de “U”.

**Figura 449 – Mapa com a localização dos perfis usados para o cálculo do índice RFAV**



Fonte: Elaboração própria (2012).

**Tabela 7 – Índice RFAV e variáveis consideradas no cálculo para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo**

Nome	Lfv (m)	Ade (m)	Add (m)	Efv (m)	RFAV
Rch. Ipiranga (1)	146,6	29,0	70,0	5,8	3,355
Rch. Ipiranga 2)	162,6	57,1	60,0	18,0	4,009
Rio Guruji (3)	259,7	35,0	11,1	5,1	14,468
Rio Guruji (4)	129,3	30,5	58,5	6,3	3,385
Rio Guruji (5)	84,7	52,0	35,3	20,1	3,597
Rch. Estiva (6)	78,4	57,1	67,0	32,7	2,671
Rch. Estiva (7)	108,4	65,2	68,0	22,5	2,459
Rch. Pau Ferro (8)	58,9	77,3	80,1	23,7	1,070
Rch. Pau Ferro (9)	68,6	53,1	75,4	13,0	1,162
Rch. do Caboclo (10)	57,6	55,0	85,1	23,9	1,248
Rch. do Caboclo (11)	123,3	61,0	66,1	10,6	2,329
Rch. do Caboclo (12)	263,8	57,4	41,2	6,1	6,106
Rch. Bucatu (13)	117,3	51,2	82,3	12,5	2,162
Rch. Bucatu (14)	146,9	13,9	38,1	6,8	7,651
Rch. Andreza (15)	147,5	27,0	80,0	22,5	4,759
Rch. Andreza (16)	88,9	7,3	7,7	6,3	74,083
Crg. Jangada (17)	240,2	48,6	55,2	30,0	10,968
Crg. Jangada (18)	146,9	40,0	78,2	24,3	4,221
Crg. Jangada (19)	230,8	43,8	27,5	15,8	11,627
Rch. Massapé (20)	120,0	35,5	75,6	31,2	4,928
Rch. Massapé (21)	125,5	90,1	78,7	20,0	1,948
Rch. Massapé (22)	278,6	40,0	31,0	20,0	17,974

Fonte: Dados da pesquisa (2012).

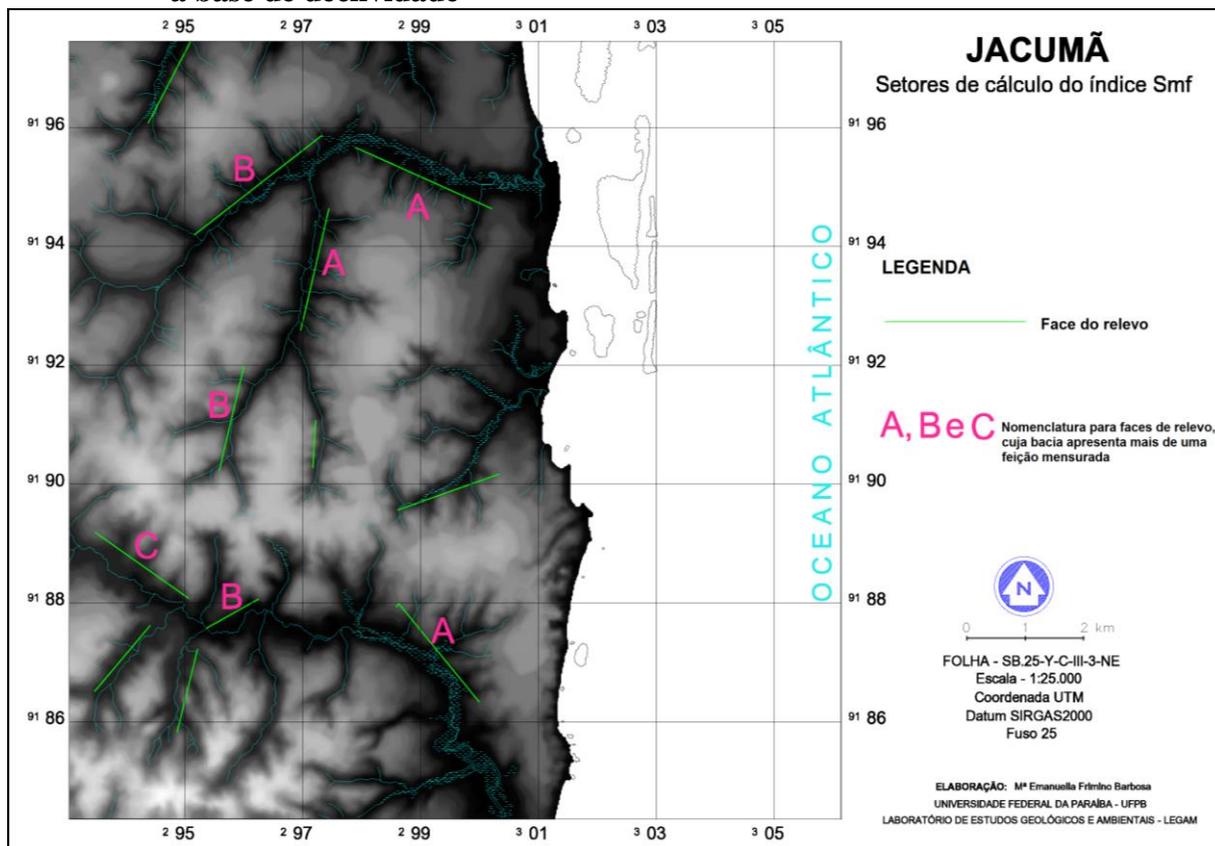
### 8.8.3 Sinuosidade de Frente de Montanha (SFM)

A área compreendida pela carta Jacumã, onde foi aplicado o cálculo morfométrico. Sinuosidade de Frente de Montanha (SFM), possui feições de relevo retilíneo, caracterizado por escarpas com forte declive, que se destacam dentro do perímetro de cada bacia e sub-bacias inseridas na área da carta Jacumã. As bacias do rio Guruji e Graú e o riacho do Caboclo apresentaram mais de uma feição com relevância para implementação do cálculo. Sendo assim, foi necessária a obtenção da média dos índices avaliados nessas bacias e sub-bacia (Figura 50).

Segundo Cosgrave (1991), valores próximos de 1 significam que a porção frontal da montanha é bem recente no contexto da história da evolução morfoestrutural da área. Valores acima de 1 significam que a dissecação daquele *front* (ou da escarpa) está bastante evoluída e, portanto, tem uma história morfoestrutural antiga no local.

Analisando os resultados obtidos, observou-se que 50% dos trechos mensurados possuem valores próximos a 1 e apresentam bacias e sub-bacias com escarpas menos sinuosas, os valores encontrados nessas secções foram entre 1,96 e 1,21 (Tabela 8). As bacias que possuem escarpas menos sinuosas e conseqüentemente valores próximos a 1 são: os riachos Pau Ferro e Bucatu, o córrego Jangada e os rios Guruji e Graú. Na bacia do rio Graú observou-se dois trechos com valores próximos a 1, os trechos anômalos foram: rio Graú (A) com 1,73 e rio Graú (B) com 1,39.

**Figura 5045 –Setores de cálculo do índice SFM na porção oeste da área de estudo sobre a base de declividade**



Fonte: Elaboração própria (2012).

Na Tabela 8 observaram-se alguns trechos com valores muito mais altos de SFM e consequentes escarpas sinuosas quais sejam: riacho Ipiranga, riacho do Caboclo (A e B) e riacho Massapé, apresentado valores entre 2,11 (riacho Ipiranga) a 2,31 (riacho Massapé).

**Tabela 8 – Índice SFM e variáveis consideradas no cálculo para as sub-bacias hidrográficas da área de estudo**

Sub-Bacia ou Bacia hidrográfica	Cfm <sub>2</sub> (m)	Cfm <sub>1</sub> (m)	SFM	SFM definido para bacia hidrográfica
Rch. Ipiranga	2283,99	4830,82	2,11	2,11
Rio Guruji (A)	2523,81	4681,57	1,85	
Rio Guruji (B)	2722,71	5790,87	2,12	1,48
Rch. do Caboclo (A)	2092,35	4403,87	2,10	
Rch. do Caboclo (B)	1806,93	4216,10	2,33	2,21
Rch. Pau Ferro	785,25	954,95	1,21	1,21
Rch. Bucatu	1817,18	2668,74	1,46	1,46
Rio Graú (A)	2208,56	3823,83	1,73	
Rio Graú (B)	996,37	1392,83	1,39	1,75
Rio Graú (C)	1914,98	3919,84	2,04	
Rch. Massapé	1441,23	3332,08	2,31	2,31
Crg. Jangada	1428,47	2804,34	1,96	1,96

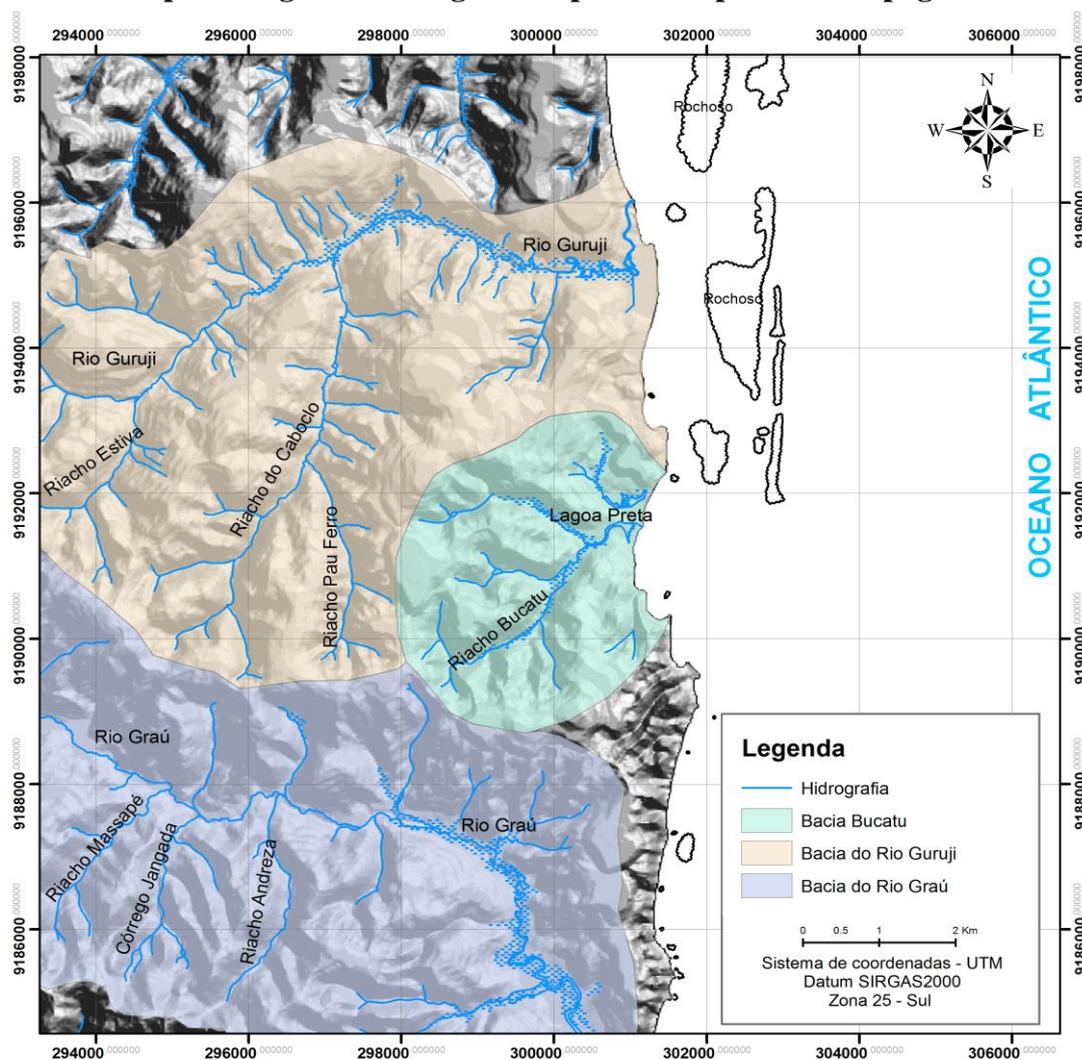
Fonte: Dados da pesquisa (2012).

## 8.9 CARACTERIZAÇÃO QUALITATIVA DA REDE DE DRENAGEM

A análise qualitativa dos cursos fluviais nada mais é do que o estudo das formas e padrões da drenagem. No presente estudo foi levado em consideração dois aspectos de análise: genérico, que consiste no estudo da disposição dos caudais em relação ao posicionamento das camadas geológicas; e quanto à geometria, dividida em: padrão básico e padrão básico modificado. Além disso, serão avaliadas algumas propriedades das drenagens, tais como: densidade, sinuosidade, angulosidade, tropia, assimetria e formas anômalas.

As bacias inseridas na área de estudo e que serão avaliadas são: bacia do rio Guruji, sub-bacia Carapibus e bacia do rio Graú. O restante da drenagem que faz parte da área da carta topográfica Jacumã ficou de fora, pois a maior parte são trechos de rios que deságuam em outras bacias que não fazem parte da área compreendida pela carta Jacumã (Figura 51).

**Figura 461 – Mapa hidrográfico da região compreendida pela carta topográfica Jacumã**



Fonte: Elaboração própria (2012).

Na classificação genérica o que se pôde observar nas três bacias estudadas foi: na bacia hidrográfica do rio Guruji o rio principal possui dois padrões genéricos, pois no seu alto curso encontra-se na classificação obsequente, porém, a partir do médio curso, nas proximidades de sua foz, ele apresenta um comportamento conseqüente, no seu baixo curso, a partir da coordenada 301096,89 m E e 9195010,80 m S, muda o sentido do fluxo e passa a ser classificado como insequente, passando a ser controlado por fatores estruturais. Isso ocorre devido ao afloramento do calcário da formação Maria Farinha nas proximidades da foz do rio, sendo isso o provável causador da mudança de direção do curso, que passa a ser paralela à linha de costa e à declividade predominante da área (Figura 52).

Os riachos do Caboclo e Pau Ferro, afluentes do rio Guruji, são classificados como do tipo subsequente, paralelo ao sentido das camadas sedimentares, esse cursos apresentam sentido S-N (Figura 51).

Na bacia do rio Graú, no trecho que corta a carta Jacumã, o rio principal denominado rio Graú pode ser classificado como do tipo conseqüente, pois segue o sentido do mergulho das camadas geológicas W-L. Entretanto, o riacho Massapé, o córrego Jangada e o riacho Andreza estão seguindo paralelamente ao rio principal e à disposição das camadas sedimentares, sendo, assim, classificados como do tipo obsequente.

A bacia Bucatu possui toda a sua drenagem do tipo conseqüente, coincidindo com a declividade predominante da área e do mergulho das camadas geológicas que está disposta no sentido SW-NE.

O padrão básico e modificado de drenagem predominante na região compreendida pela carta Jacumã são os tipos: subdendrítico e treliça, na bacia do rio Guruji; predominantemente subtreliça, na bacia do rio Graú; e subdendrítico, na bacia Carapibus (Figura 51).

A drenagem é pouco desenvolvida, as três bacias possuem ordenação dos canais de 5ª ordem (bacia do rio Guruji), 5ª ordem (bacia do rio Graú) e 3ª ordem (bacia Bucatu). Ainda dentro desse contexto, o que se percebe é que são bacias em que a maioria dos caudais é de 1ª ordem, mostrando, mais uma vez, o pouco desenvolvimento das bacias em questão.

Quanto às propriedades das drenagens estabelecidas por Soares e Fiori (1976), percebe-se que a densidade está entre média e baixa. A bacia do rio Graú pode ser classificada como possuidora de uma densidade baixa, enquanto a bacia do rio Guruji e a bacia do rio Carapibus possuem baixa densidade de drenagem.

Ainda sobre a classificação de Soares e Fiori (1976), a sinuosidade das bacias apresentadas se divide em dois tipos: sinuosidade curva e mista. A bacia do rio Guruji e a

bacia do rio Graú apresentam sinuosidade mista, ou seja, apresentam muitos trechos sinuosos (curvos) e, em alguns pontos específicos, possuem cursos retilíneos. A bacia Carapibus possui sinuosidade curva, não sendo identificando qualquer curso retilíneo nessa bacia.

A angularidade dos cursos é do tipo média nas bacias do rio Guruji e na bacia do rio Graú, os quais apresentam alguns trechos onde o curso muda de forma brusca, exemplos evidentes estão nas proximidade da foz do rio Guruji, que apresenta uma inflexão de  $90^\circ$  a 275 m da linha de costa. Nesse trecho o rio muda bruscamente sua direção de W-L para S-N, percorrendo mais 900 m até sua foz. A direção S-N do rio Guruji, no seu baixo curso, parece obedecer à inclinação geral dos tabuleiros litorâneos esculpidos sobre a Formação Barreiras nessa área, pois a direção dos afluentes riacho do Caboclo e riacho Pau Ferro não obedecem a essa inclinação e são também os maiores afluentes do rio Guruji. E nas adjacências da foz do rio Graú ocorre o mesmo processo de mudança de direção nas proximidade de sua foz. Na bacia Carapibus a angularidade é classificada como baixa.

Quanto à tropia as bacias do rio Guruji e do rio Graú, podem ser classificadas como multidirecional do tipo ordenada, e a bacia Carapibus se encaixa na classificação do tipo unidirecional, ou seja, todos os seus cursos possuem um único direcionamento, sentido SW-NE, em direção ao Oceano Atlântico.

Com relação à assimetria e às formas anômalas, o que se pôde observar nas três bacias estudadas foi: a bacia do rio Guruji possui forte assimetria, onde os cursos são muito mais desenvolvidos na porção ao sul, como já evidenciado por Barbosa e Furrier (2011), quando afirmaram que os afluentes da margem direita da bacia do rio Guruji somam 68 canais, dos quais 50 são de primeira ordem, 14 de segunda ordem e 3 de terceira ordem; enquanto os afluentes da margem esquerda somam apenas 37 canais, dos quais 28 são de primeira ordem, apenas 7 de segunda ordem e 1 de terceira ordem. Essa diferença entre os afluentes atesta um maior desenvolvimento dos canais fluviais da margem direita em relação aos da margem esquerda.

Sobre as formas anômalas na bacia do rio Guruji, foi identificado cotovelo nas proximidades da sua foz, como já falado anteriormente. Foram encontradas ainda formas em arco em alguns pontos da bacia e, em outros trechos, padrões retilíneos a poucos metros desses trechos em arco (Figura 52). Além disso, foi identificado entre as coordenadas 299162,83 m E e 9195413,36 m S a forma anômala de um meandro isolado (Figura 53).

**Figura 472 – Formações anômalas (arco e cotovelo) no curso principal do rio Guruji**



Fonte: Google Earth (2012).

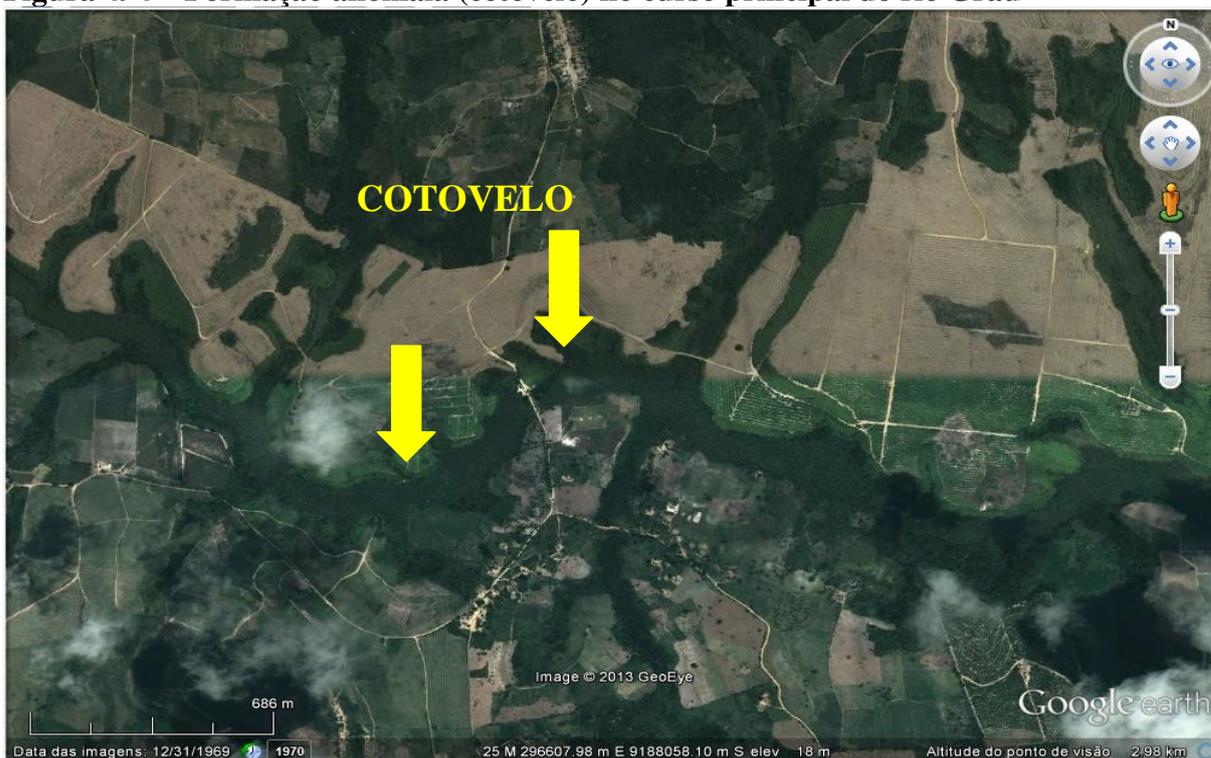
**Figura 483 – Formação anômala (meandro isolado) no curso principal do rio Guruji**



Fonte: Google Earth (2012).

Já as bacias do rio Graú e Carapibus apresentam fraca assimetria. Quanto às formas anômalas, contatou-se a presença de meandros isolados no curso principal da bacia do rio Graú, cursos com formas em arco e um cotovelo com forma aguçada entre as coordenadas 296056,97 m E e 9187820 m S (Figura 54). Não foi identificada qualquer forma anômala nos cursos da bacia Carapibus.

**Figura 494 – Formação anômala (cotovelo) no curso principal do rio Graú**



Fonte: Google Earth (2012).

Todas as bacias possuem suas nascentes relativamente próximas à costa, por exemplo, a distância da nascente até o mar do rio Guruji é de aproximadamente 8,39 km em linha reta, da nascente do rio Graú ao mar é de 11,46 km, e da nascente da bacia Carapibus ao mar é de 2,8 km. Todas as bacias estudadas deságuam diretamente no Oceano Atlântico.

## 9 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados das diversas análises executadas nesta pesquisa mostram uma nítida divisão do relevo em dois compartimentos distintos separados visivelmente por um alto estrutural, fortes entalhes fluviais com elevadas declividades que em alguns pontos exumam formações sotopostas da bacia sedimentar, bruscas inflexões nos dois principais rios da área (Graú e Guruji) e direções anômalas de vários cursos fluviais que possuem sentido S-N, discordantes das inclinações das camadas sedimentares sotopostas que possuem direção predominante de W-L.

Essas características encontradas são evidências que o fator tectônico foi o grande influenciador na atual configuração do relevo da área e, conseqüentemente, dos padrões de drenagem verificados, já que a área se encontra sob a mesma litologia, os sedimentos areno-argilosos da Formação Barreiras, e, devido sua área reduzida, não há diferenciação pluviométrica significativa que poderia modelar o relevo e produzir formas e arranjos tão distintos.

O padrão de drenagem visualizado nas cartas temáticas elaboradas e confeccionadas mostra que a hidrografia da área está intimamente atrelada ao fator estrutural e tectônico, visto que seu arranjo está fortemente vinculado a um alto estrutural que corta a área, praticamente de W-L, sendo o divisor de águas regional separando as duas principais bacias que desenvolveram formas de relevo e padrões de drenagem totalmente distintos. Esses resultados alcançados corroboram a ideia de que o fator tectônico não pode ser negado ou subestimado no Brasil, principalmente em sua borda oriental.

Os resultados encontrados com a aplicação dos índices morfométricos voltados para a detecção de influências neotectônicas, somados à descrição morfológica das bacias inseridas da área compreendida pela carta Jacumã, corroboram de maneira significativa que a neotectônica não pode ser renegada nos estudos de cunho geomorfológico em áreas de margem continental do tipo passiva, principalmente aqueles realizados na borda oriental do Nordeste brasileiro.

Existem diversos outros estudos de cunho geológico e geofísico que ainda devem ser feitos para ratificar e quantificar a influência da tectônica recente na área. Os resultados alcançados neste trabalho, estritamente de cunho geomorfológico, podem abrir novos campos de aplicação e de entendimento quanto ao desenvolvimento e a evolução do relevo e sua relação com a tectônica recente em áreas de margem continental passiva.

## REFERÊNCIAS

ALHEIROS, M. M.; LIMA FILHO, M. F.; MONTEIRO, F. A. J.; OLIVEIRA FILHO, J. S. Sistemas deposicionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988. Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. p. 753-760.

ALKMIM, F. F. O que faz um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: BARTORELLI, A.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R.; MANTESSO NETO, V. **Geologia do Continente Sul-Americano**. 1. ed. São Paulo: Beca, 2004. p. 674.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e Recursos minerais associados. In: BARTORELLI, A.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R.; MANTESSO NETO, V. **Geologia do Continente Sul-Americano**. 1. ed. São Paulo: Beca, 2004. p. 674.

ANDRADES FILHO, C. O. **Análise morfoestrutural da porção central da Bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD**. 2010. 150f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP: INPE, 2010.

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

ARGENTO, M. S. F. Mapeamento geomorfológico. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 7. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. p. 365-39.

ASMUS, H. E. Controle estrutural da deposição mesozoica nas bacias da margem continental brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, v. 5, n. 3, p. 160-175. 1975.

ASMUS, H. M. B.; CARVALHO, J. C. Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do Nordeste Brasileiro (Sergipe-Alagoas e Pernambuco-Paraíba). **Projeto REMAC**, Rio de Janeiro, n. 4, p. 7-24, 1978.

BARBOSA, J. A.; LIMA FILHO, M. F. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços. **Boletim de Geociências da Petrobras**. Rio de Janeiro, v. 14, n. 2, p. 287-306, 2006.

BARBOSA, M. E. F.; FURRIER, M. Análise de bacia hidrográfica como subsídio para detecção de neotectônica: estudo da bacia hidrográfica do rio Guruji, Litoral Sul do estado da Paraíba. **Cadernos de Geociências**, v. 8, n. 1, p. 10-18, 2011.

BARROS, R. F.; UCHOA, F. L.; GÓES, A. M.; ROSSETTI, D. F. Análise petrográfica aplicada à distinção entre estratos terciários e quaternários, área emersa da bacia Paraíba. In:

CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO ABEQUA, 13., ENCONTRO DO QUATERNÁRIO SULAMERICANO XIII ABEQUA CONGRESS – THE SOUTH AMERICAN, QUATERNARY: CHALLENGES AND PERSPECTIVES, 3., 2011. Armação de Búzios. **Anais...** Búzios: ABEQUA, 2011. p. 1-5.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E. Sensoriamento remoto aplicado à neotectônica da faixa litorânea oriental do estado do Rio Grande do Norte. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 9., 1998. Santos. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 1998. p. 361-369.

BLOOM, A. L. **Geomorphology: a systematic analysis of late Cenozoic landforms.** Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1991.

BRASIL. Ministério de Minas e Energia. CPRM. **Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba.** Recife: CPRM, 2002.

\_\_\_\_\_. Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste. **Folha Jacumã SB. 25-Y-C-III-3-NE.** Recife: Sudene, 1974. 1 mapa. color., 594 mm x 841 mm. Escala: 1:25.000.

BRITO, I. M. **Bacias sedimentares e formações pós-paleozóicas do Brasil.** Rio de Janeiro: Interciência, 1979.

BRITO NEVES, B. B.; ALBUQUERQUE, J. P. T.; COUTINHO, J. M. V.; BEZERRA, F. H. R. Novos dados geológicos e geofísicos para a caracterização geomática e estratigráfica da sub-bacia de Alhandra (sudeste da Paraíba). **Revista do Instituto de Geociências – USP, Série Científica,** São Paulo, v. 9, n. 2, p. 63-87, 2009.

BRUCH, A. F.; GRUBER, N. L. S.; HANSEN, M. A. F. Construção e representação de modelos numéricos do terreno no SIG Spring para o relevo da sub-bacia hidrográfica do Arroio João Dias, Minas do Camaquã-RS. In: ENCUENTRO DE GEÓGRAFOS DA AMERICA LATINA, 12., 2009. Montevideú. **Anais....** Montevideú: Gega, 2009. v.1, p. 1-8.

BULL, W. B. **Tectonic geomorphology of the Mojave Desert, California.** California: U. S. Geological Survey, 1978.

\_\_\_\_\_; McFADDEN, L. D. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: GEOMORPHOLOGY SYMPOSIUM-GEOMORPHOLOGY IN ARID REGIONS, 8., 1977, Binghamton. **Anais...** Binghamton: Doehring, D.O. 1977. p. 115-138.

CÂMARA, G.; DAVIS, C.; MONTEIRO, A. M.; D'ALGE, J. C. **Introdução à ciência da geoinformação.** São José dos Campos: INPE, 2001.

CARVALHO, M. G. R. F. **Classificação geomorfológica do Estado da Paraíba.** João Pessoa: Universitária/Funape, 1982.

\_\_\_\_\_; TRAVASSOS, M. S. B.; MACIEL, V. S. Clima, vegetação e solo. In: RODRIGUEZ, J. L. **Atlas escolar do estado da Paraíba**. 2. ed. João Pessoa: Grafset, 2000.

CARVALHO, T. M.; LATRUBESSE, E. M. Aplicação de modelos digitais do terreno (MDT) em análises macrogeomorfológicas: o caso da bacia hidrográfica do Araguaia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. São Paulo, v. 5, n. 1, p. 85-93, 2004.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. [S.I.]. [2005]. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia>>. Acesso em: 18 nov. 2011.

CBERS. **Satélite Sino-Brasileiro de Recursos Terrestres**. Disponível em: <<http://www.cbbers.inpe.br>>. Acesso em: 26 jul. 2012.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica de bacias hidrográficas. **Notícia Geomorfológica**. Campinas, v. 18, n. 9, p. 35-64, 1974.

\_\_\_\_\_. Aplicabilidade do conhecimento geomorfológico nos projetos de planejamento. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 7. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. p. 365-39.

\_\_\_\_\_. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher/Edusp, 1980.

\_\_\_\_\_. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgard Blücher/Edusp, 1981.

COSGRAVE, J. J. M. **Neotectonics and resources**. Belhaven: John Wiley e Sons Ltd, 1991.

DNAEE. Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica. **Glossário de termos hidrológicos**. Brasília: Ministério de Minas e Energia, 1976.

EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, J.; KELLER, E. A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). **Geomorphology**, v. 96, n. 2, p. 150-173, 2008.

ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços neoquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. 2000. 264f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

\_\_\_\_\_; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do rio do peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Revista de Geociências**. v. 5, n. 3, p. 271-287. 2006.

\_\_\_\_\_; \_\_\_\_\_. Detection of neotectonic deformations along the Rio do Peixe Valley, western São Paulo state, Brazil, baseado on the distribuion of late quaternary allounits. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 6, n. 1, p. 109-114. 2004.

FELGUEIRAS, C. A.; CÂMARA, G. Sistema de Informações Geográficas do INPE. In: ASSAD, E. D.; SANO, E. E. **Sistema de Informações Geográficas: aplicações na agricultura**. Brasília: Embrapa/CPAC, 1996. p. 41-59.

FITZ, P. R. **Geoprocessamento sem complicação**. São Paulo: Oficina de Textos. 2008.

FORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e técnicas atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FURRIER, M. **Caracterização geomorfológica e do meio físico da Folha João Pessoa – 1: 100.000**. 2007. 213f. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo. São Paulo: USP, 2007.

\_\_\_\_\_; ARAÚJO, M. E.; MENESES, L. F.. Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no estado da Paraíba. **Geologia USP Série Científica**. São Paulo, v. 6, n. 2, p. 61-70, 2006.

GOOGLE EARTH. **Jacumã, Conde**. Disponível em: <<https://maps.google.com.br/maps?hl=pt&q=jacumã,+conde>>. Acesso em: 10 ago. 2012.

GOPINATH, T. R.; COSTA FILHO, C. R. S.; SOUSA JÚNIOR, M. A. Minerais pesados e processos deposicionais dos sedimentos da Formação Barreiras, Paraíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15. **Anais...** Natal: SBG/Núcleo Nordeste. 1993. p. 47-48.

GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 7. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. 5. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006.

GUSTAVSSON, M.; KOLSTRUP, E.; SEIJMONSBERGEN, A. C. A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 77, p. 90-111, 2006.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **U.S. Geol. Survey, Jour. Research**, Washington, v. 4, n. 1. p. 421-429. 1973.

HERZ, F.; DE BIASE, M. **Critérios e legendas para macrozoneamento costeiro**. Brasília: Comissão Interministerial para os Recursos do Mar, 1989.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basin: hydrographical approach to quantitative morphology. **Geological Society of American Bulletin**, v. 56, n. 3, p. 275-370, 1945.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **American Association of Petroleum Geologic Bulletin**. v. 51, n.11, p. 2246-2259, 1967.

INCRA. Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária. **Tabatinga. Faixa 11**. 1985. 1 fotografia aérea. Escala: 1:40.000.

JORGE, F. N.; UEHARA, K. Águas de superfície. In: OLIVEIRA, A. M. S; BRITO, S. N. A. **Geologia de engenharia**. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998. p. 101-109.

KELLER, E. A. Investigations of active tectonics: use of surficial earth processes. In: WALLACE, R. E. **Active tectonics: impact on society**. Washington DC: National Academy Press, 1986. p. 136-147.

LEAL E SÁ, L. T. **Levantamento geológico-geomorfológico da Bacia Pernambuco-Paraíba, no trecho compreendido entre Recife-PE e João Pessoa-PB**. 1998. 127f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Pernambuco. Recife: UFPE, 1998.

LOPES, E. S. S.; RIEDEL, P. S.; VIDOTTI, M.; MERINO, E. R. Análise de modelo numérico do terreno para modelos geomorfológicos. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA. 2006. Goiânia. **Anais...** Goiânia: Universidade Federal de Goiás, 2006. v. 2. p. 1-9.

MABESOONE, J. M. **Sedimentary basins of northeast Brazil**. Recife: UFPE/CT/DG, 1994.

\_\_\_\_\_. Sedimentologia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. **Boletim Sociedade Brasileira de Geologia**. São Paulo, v. 16, p. 57-70, 1967.

\_\_\_\_\_; ALHEIROS, M. M. Base estrutural – faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte. **Estudos Geológicos**. Recife, UFPE/DGEO, v. 10, p. 33-43, 1991. Estudos e Pesquisas, Série B.

\_\_\_\_\_; \_\_\_\_\_. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. **Rev. Bras. Geoc.** São Paulo, v. 18, n. 4, p. 476-482, 1988.

\_\_\_\_\_; ROLIM, J. L. Quaternário do Nordeste Oriental do Brasil. **Estudos Sedimentológicos**. v. 3-4, p. 89-130, 1972.

MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L. Physical setting of the Discovery Coast: Porto Seguro region (Bahia). **Journal Brazilian Association Advancement Science**. São Paulo, v. 51. p. 245-261. 1999.

MELLO F. M. **Litogeoquímica e química mineral do Maciço charnoquítico Aimorés/MG**. 2000. 217f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo: USP, 2000.

MEYER, G. N. Subsurface till stratigraphy of the Todd County area, central Minnesota. **Minnesota Geological Survey Report of Investigations**. Minnesota, v. 34, p. 40, 1986.

MORAIS, D. M. F. Sismoestratigrafia do cretáceo superior/neógeno nas bacias de Pernambuco e da Paraíba, NE do Brasil. 2008. 70f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal de Pernambuco. Recife: UFPE, 2008.

MOREIRA, C. V. R.; PIRES NETO, A. G. Clima e relevo. In: OLIVEIRA, A. M. S.; BRITO, S. N. A. **Geologia de engenharia**. São Paulo: ABGE, São Paulo, 1998. p. 69-85.

MORNER, N. Neotectonics and structural geology; general introduction. **Bulletin International Quaternary**. Association Neotectonic Commission, v. 13, p. 87, 1990.

NEVES, S. M. **Erosão costeira no estado da Paraíba**. 2003. 120f. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal da Bahia, Salvador: UFBA, 2003.

NÓBREGA, W. R. N. **Vista terrestre da voçoroca da praia de Coqueirinho**. 2011. 1 fotografia. 10 cm x 15 cm.

OBRUCHEV, V. A. Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektonik. Izvestiya Akademii Nauk Turkmenskoj SSR. **Serv. Geol. Russian**. v. 5, p. 13-24, 1948.

PETRI, S.; FÚLFARO, V. J. **Geologia do Brasil**. São Paulo: T. A. Queiroz/EDUSPP, 1988.

PEUCKER, T. K.; FOWLER, R. J.; LITTLE, J. J.; MARK, D. M. “The triangulated irregular network”. Proceedings of the ASP Digital Terrain Models (DTM). In: SYMPOSIUM AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMMETRY. 1978. Falls Church. **Anais...** Virginia, 1978. p. 516-540.

PRESS, F.; JORDAN, T.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J. **Para entender a Terra**. 4. ed. Tradução Rualdo Menegat. Porto Alegre: Bookman, 2006.

RINCÓN, P. J.; VEGAS, R. Aplicación de índices geomorfológicos de actividad tectónica reciente en el antepaís bético. **Geogaceta**. Salamanca (Spain), v. 27, p. 139-142, 2000.

RODRIGUEZ, S. K. **Neotectônica e sedimentação quaternária na região da “Volta Grande” do rio Xingu, Altamira, PA.** 1993. 106f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade de São Paulo. São Paulo: USP, 1993.

\_\_\_\_\_; SUGUIO, K. Gradientes hidráulicos das drenagens de 2ª ordem: uma contribuição para os estudos de neotectônica da “Volta Grande” do rio Xingu, Altamira-PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992. São Paulo. **Resumos expandidos...** São Paulo: SBG, 1992. v. 1, p. 598-600.

ROSS, J. L. S. Geomorfologia aos EIAs-RIMAs. In: TEIXEIRA GUERRA, A. J.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia e meio ambiente.** Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. p. 291-336.

\_\_\_\_\_. O registro dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do departamento de geografia da FFCH/USP.** São Paulo, v. 6. p. 17-29, 1992.

ROSSETTI, D. F. Ambientes Costeiros. In: FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais.** São Paulo: Oficina de Textos, 2008. p. 248-278.

\_\_\_\_\_; BEZERRA, F. H. R.; GÓES, A. M.; VALERIANO, M. M.; ANDRADES FILHO, C. O.; MITTANI, J. C. R.; TATUMI, S. H.; BRITO NEVES, B. B. Late Quaternary sedimentation in the Paraíba Basin, Northeastern Brazil: implications for the interplay among landform, sea level and tectonics in Eastern South America passive margin. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.** Amsterdam, v. 300, p. 191-204, 2011.

\_\_\_\_\_; VALERIANO, M. M. Evolution of the lowest Amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data. **Catena.** Dundee, UK, v. 70, p 253-265, 2007.

SAAD, A.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica da plataforma brasileira. In: OLIVEIRA A. M.; SOUZA C. R.; SUGUIO K.; OLIVEIRA P. E. **Quaternário no Brasil.** 1. ed. São Paulo: Holos, 2004. p. 211-230.

SALIM, J.; SOUZA, C. J.; MUNIZ, G. C. B.; LIMA, M. R. Novos subsídios para a elucidação do episódio “Barreiras” no Rio Grande do Norte. In: SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA, 7., 1975. Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: SBG, 1975. p. 149-158.

SHENG, T. C.; BARRETT, R. E.; MITCHELL, T. R. Using geographic information systems for watershed classification and rating in developing countries. **Journal of soil and water conservation.** Ankeny, v. 52, n. 2, p. 84-89, 1997.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology.** v. 24, n. 3, p. 151-158, 1979.

SILVA, A. B. **Sistemas de Informações Geo-Referenciadas: conceitos e fundamentos**. Campinas: Unicamp, 2003.

SILVA, A. M.; SCHULZ, H. E.; CAMARGO, P. B. **Erosão e hidrossedimentologia em bacias hidrográficas**. São Carlos: RiMa, 2003.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geomorfológica**. Campinas, v. 16, n. 32, p. 71-104, 1976.

STEWART, I. S.; HANCOCK, P. L. Neotectonics. In: HANCOCK, P. L. **Continental deformation**. Pergamon: Oxford, 1994. p. 370-409.

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.

\_\_\_\_\_. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Transacions: American Geophysical Union**. New Haven, v. 38, p. 913-920, 1957.

SUDEMA. **Superintendência de Administração do Meio Ambiente**. Disponível em: <[www.sudema.pb.gov.br](http://www.sudema.pb.gov.br)>. Acesso em: 18 nov. 2012.

SUGUIO, K. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. Rio de Janeiro: Bertand Brasil, 1998.

\_\_\_\_\_. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: (passado + presente = futuro?)**. São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 1999.

\_\_\_\_\_. **Mudanças ambientais da Terra**. São Paulo: Inst. Geológico. 2008.

\_\_\_\_\_. Tópicos de geociências para o desenvolvimento sustentável: as regiões litorâneas. **Geologia USP: Série Didática**. São Paulo, v. 2, n. 1, p. 1-40, 2003

\_\_\_\_\_; BIDEKAN, J. C.; MORNER, N. A. Dados preliminares sobre as idades paleomagnéticas do Grupo Barreiras e da Formação São Paulo. **Rev Bras Geoc**, v. 16, p. 171-175, 1986.

\_\_\_\_\_; BIGARELLA, J. J. **Ambientes fluviais**. 2. ed. Florianópolis: UFPR, 1990.

\_\_\_\_\_; MARTIN, L. **Mapas geológicos do litoral paulista: Cananéia e Iguape**. São Paulo: DAEE/USP/FAPESP, 1978.

TAKIYA, H. **Estudo da sedimentação neogênico-quaternária no município de São Paulo: caracterização dos depósitos e suas implicações na geologia urbana.** 1997. 152f. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade de São Paulo. São Paulo: USP, 1997.

TATUMI, S. H.; SILVA, L. P; PIRES, E. L; ROSSETTI, D. F.; GÓES A. M. Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no norte do Brasil: implicações paleogeográficas. **Revista Brasileira Geociências.** São Paulo, v. 38, n. 5, p. 514-524, 2008.

TERJUNG, W. H. Physiological climates of the conterminous United States: a bioclimate classification based on man, Ann. **Annals of the Association of American Geographers.** Washington, D.C, v. 56, n. 1, p. 141-179, 1976.

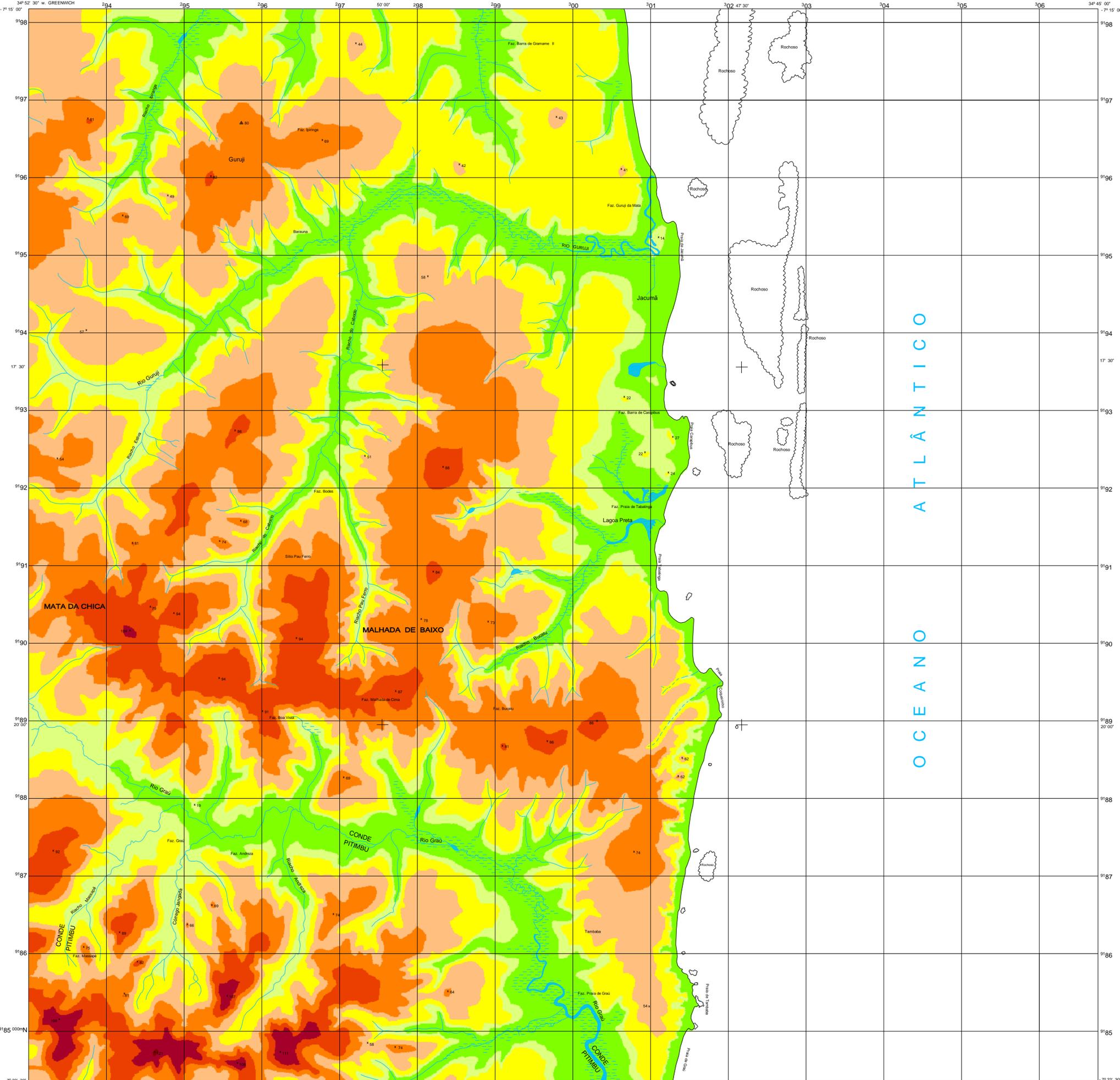
TERRA FOTO. **Praia do Amor.** 2011. 1 fotografia.

TRICART, J. **Principes et méthodes de la geomorphologie.** Paris: Masson, 1965.

VALERIANO, M. M. Dados topográficos. In: FLOREZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais.** São Paulo: Oficina de Textos, 2008. p. 72-93.

WELLS, S. G.; BULLARD, T. F.; MENGES, C. M.; DRAKE, P. A.; KARAS, K.I.; KELSON, K. I.; RITTER, J. B.; WESLING, J. R. Regional variations tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, pacific coast of Costa Rica. **Geomorphology.** Amsterdam, p. 239-265, 1988.

# **ANEXOS**



OCEANO ATLÂNTICO

FONTE: Carta Topográfica SUDENE (1974)  
Primeira edição - SUDENE  
Primeira impressão - 1974

SINAIS CONVENCIONAIS  
Nessa folha considera-se que uma via tenha a largura mínima de 2,5 metros  
A cor rosa representa zonas urbanizadas nas quais só aparecem construções de edifícios

- RODOVIAS**  
Transmissíveis todo ano:  
Revestimento sólido, duas ou mais vias  
Revestimento sólido, duas ou mais vias  
Revestimento sólido, uma via  
Revestimento sólido ou leve, uma via  
Transmissível em tempo bom e seco, revestimento sólido  
Caminhão, Trilho
- ESTRADA DE FERRO**  
Bibala larga  
Bibala estreita
- LIMITES**  
Internacional  
Estadual, Municipal  
Linha transmissora de energia, Cerca  
Igreja, Escola, Mina  
Montão de vento, Montão de água  
Ponto trigonométrico, Referência de nível  
Ponto astronômico, Ponto barométrico  
Cota comprovada, Cota não comprovada
- ALTIMETRIA**  
120 - 140 m  
100 - 120 m  
80 - 100 m  
60 - 80 m  
40 - 60 m  
20 - 40 m  
10 - 20 m  
0 - 10 m

Escala 1:25.000



EQUIDISTÂNCIAS DAS CURVAS DE NÍVEL: 10 METROS

DATUM VERTICAL: IMBITUBA - SANTA CATARINA

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

DATUM HORIZONTAL: SIRGAS2000

ORIGEM DA QUILOMETRAGEM UTM: EQUADOR E MERIDIANO 33° W. GR. ACRESCIDAS AS CONSTANTES: 10.000KM E 500KM RESPECTIVAMENTE.

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA DO CENTRO DA FOLHA EM 1972 22' 08" W CRESCE 4" ANUALMENTE

CONVERGÊNCIA MERIDIANA DO CENTRO DA FOLHA + 2' 51"

EXEMPLO DE OBTENÇÃO DE COORDENADAS PLANAS DE UM PONTO DESTA FOLHA COM 50 METROS DE APROXIMAÇÃO

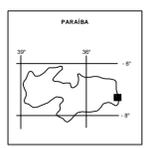
96	6
91	2
966	912

EXEMPLO DE REFERÊNCIA

ÍNDICE DE COBERTURA

ROLO	FAIXA	FOTOS
1	01	333 a 329
1	02	421 a 424
1	03	570 a 568

SITUAÇÃO DA FOLHA NO ESTADO

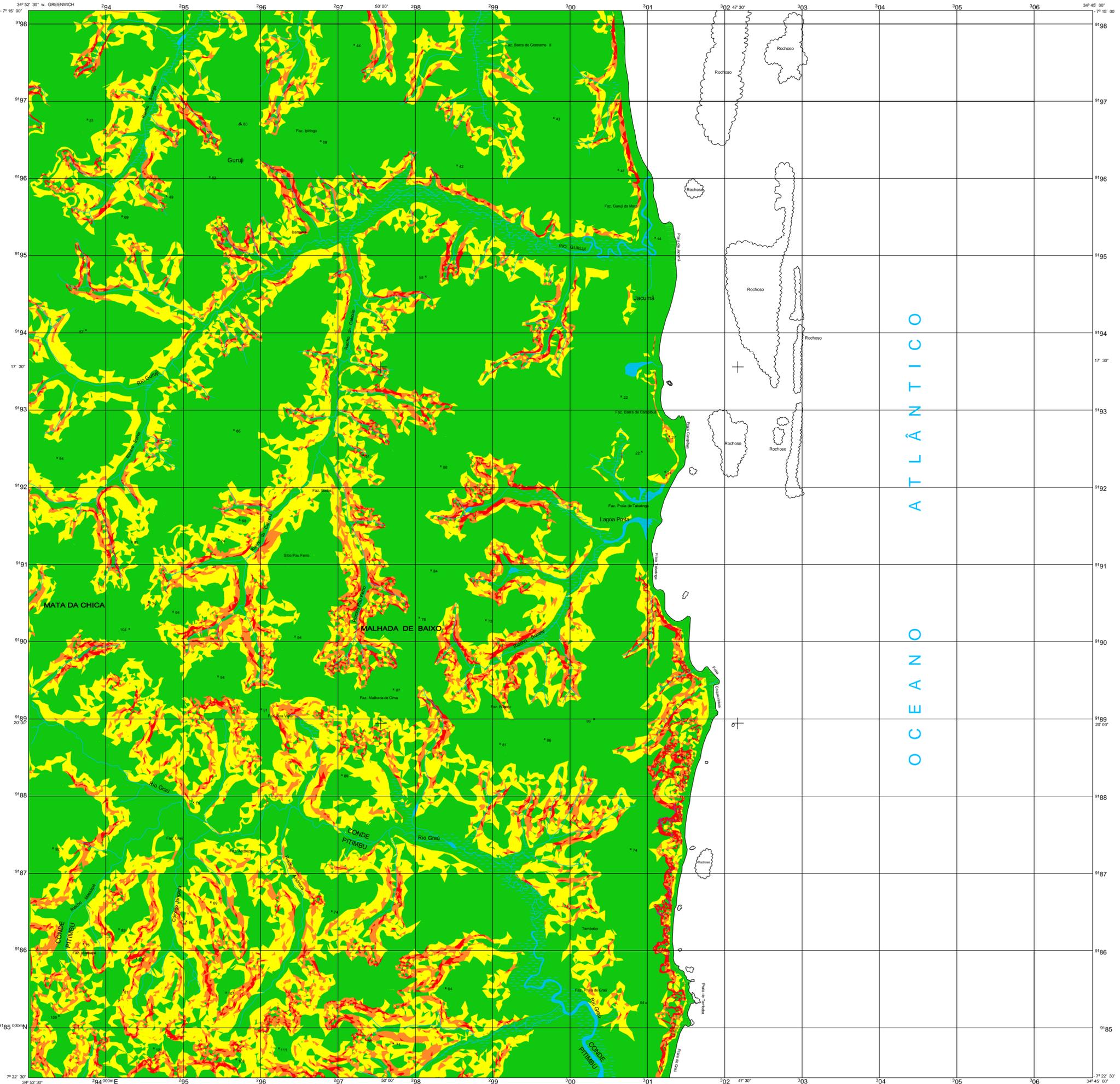


ÍNDICE DAS FOLHAS ADJACENTES

SANTA RITA	NESSA SENHORA DA JENHEIRA
CONDE	JACUMÃ
ALHANDRA	PITIMBU

JACUMÃ - PARAÍBA  
Org. Maria Emanuella F. Barbosa  
ANEXO A

Folha levantada e desenhada pela GEOFOTO S/A. Impressa pela Carto-Gráfica Cruzeiro do Sul S/A. Fotografias aéreas, escala 1:30.000 de 1970/71 do To. J.60. GAV. - FAB. Apoio básico e suplementar em 1972. Restrição topográfica executada em aparelhos de 1a. ordem em 1912. Os limites intermunicipais e intermunicipais são aproximados conforme dados da Fundação IBGE.



FONTE: Carta Topográfica SUDENE (1975)  
Primeira edição - SUDENE  
Primeira impressão - 1974

- SINAIS CONVENCIONAIS**
- Nessa folha considera-se que uma via tenha a largura mínima de 2,5 metros. A cor rosa representa zonas urbanizadas nas quais só aparecem construções de edifícios.
- RODOVIAS**  
Transmissíveis todo ano:  
Revestimento sólido, duas ou mais vias  
Revestimento sólido, uma via  
Revestimento sólido ou leve, uma via  
Transmissível em tempo bom e seco, revestimento sólido  
Caminhão, Tijolo
- ESTRADA DE FERRO**  
Via simples  
Via dupla ou múltipla  
Bota-foguete  
Bota-estrela
- LIMITES**  
Internacional  
Estadual, Municipal  
Linha transmissora de energia, Cerca  
Igreja, Escola, Mina  
Montão de vento, Montão de água  
Ponto trigonométrico, Referência de nível  
Ponto astronômico, Ponto barométrico  
Cota comprovada, Cota não comprovada
- CLASSES DE DECLIVIDADE**
- > 100 %
  - 47 - 100 %
  - 30 - 47 %
  - 12 - 30 %
  - 0 - 12 %

Escala 1:25.000



**EQUIDISTÂNCIAS DAS CURVAS DE NÍVEL: 10 METROS**  
DATUM VERTICAL: IMBITUBA - SANTA CATARINA  
**PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR**  
DATUM HORIZONTAL: SIRGAS2000

ORIGEM DA QUILOMETRAGEM UTM: EQUADOR E MERIDIANO 33° W. GR.  
AGRECIADAS AS CONSTANTES: 10.000KM E 500KM RESPECTIVAMENTE.  
DECLINAÇÃO MAGNÉTICA DO CENTRO DA FOLHA EM 1972: 22° 08' W CRESCENDO 4' ANUALMENTE  
CONVERGÊNCIA MERIDIANA DO CENTRO DA FOLHA: + 13 51'

**EXEMPLO DE OBTENÇÃO DE COORDENADAS PLANAS DE UM PONTO DESTA FOLHA COM 100 METROS DE APROXIMAÇÃO**  
NÃO SE DEVEM TOMAR EM CONTA os algarismos em TIPO PEQUENO de qualquer número de quadriculados, esses algarismos são para determinar os valores complementares das coordenadas.  
Utilizam-se SOMENTE os algarismos do TIPO GRANDE. Exemplo: 800

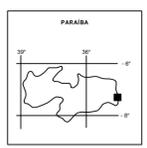
**EXEMPLO de referência**

86	6
91	2
966	912

Folha levantada e desenhada pela GEOFOTO S/A. Impressa pela Carto-Gráfica Cruzeiro do Sul S/A. Fotografias aéreas, escala 1:30.000 de 1970/71 do I. G. GAV. - FAB. Apoio básico: o suplementar em 1972. Restrição topográfica executada em aparelhos de 1a. ordem em 1912. Os limites interestaduais e intermunicipais são aproximados conforme dados da Fundação IBGE.

**ÍNDICE DE COBERTURA**

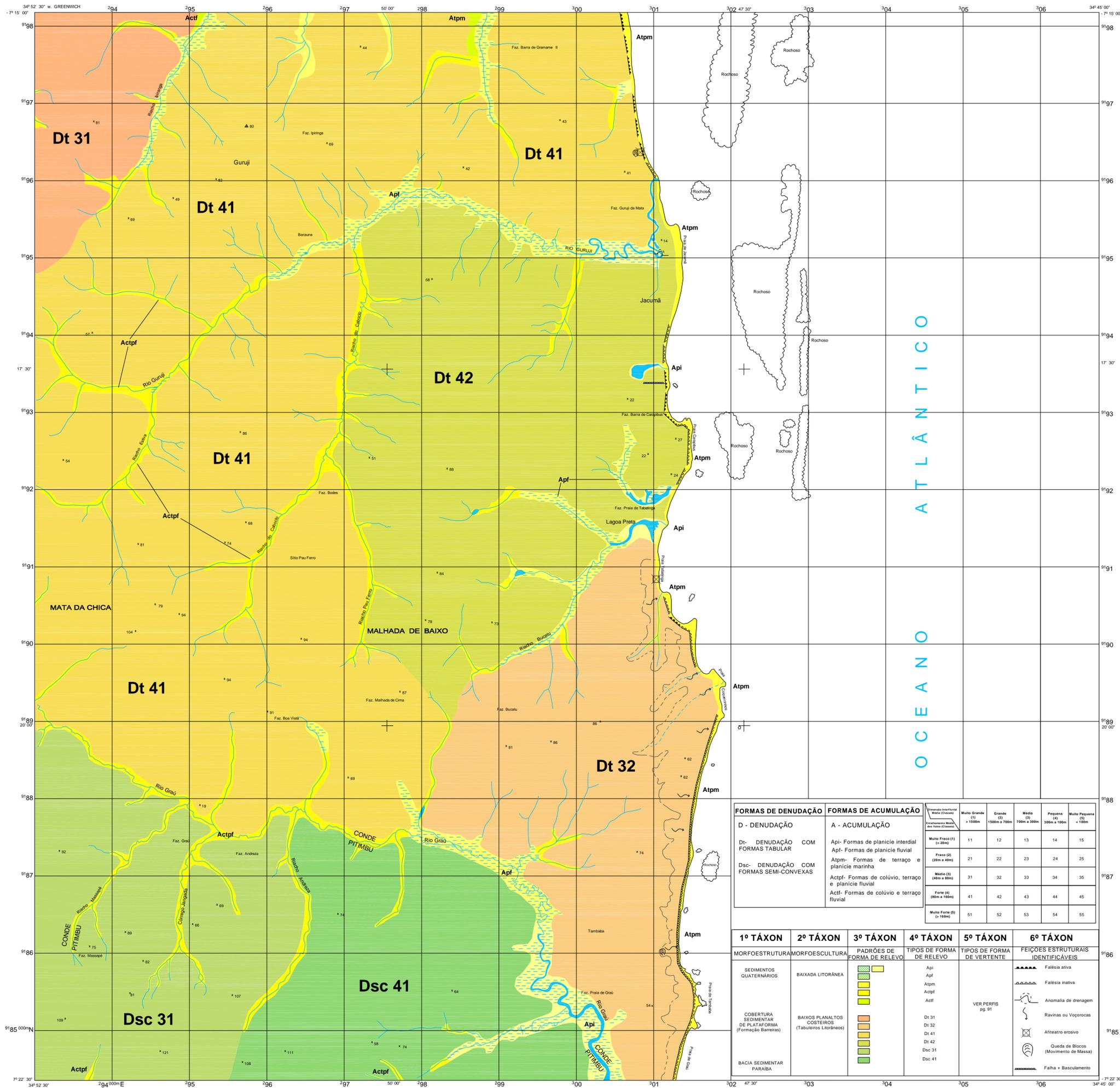
ROLO	FAIXA	FOTOS
1	01	333 a 329
1	02	421 a 424
1	03	570 a 568



**ÍNDICE DAS FOLHAS ADJACENTES**

SANTA RITA	NESSA SEMEIRA DA BARRA
CONDE	JACUMÃ
ALHANDRA	PITIMBU

**JACUMÃ - PARAÍBA**  
Org. Maria Emanuella F. Barbosa  
**ANEXO B**



FORMAS DE DENUDAÇÃO	FORMAS DE ACUMULAÇÃO				
	Muito Fraco (1) (100m a 400m)	Fraco (2) (400m a 800m)	Médio (3) (800m a 1600m)	Forte (4) (1600m a 3200m)	Muito Forte (5) (> 3200m)
D - DENUDAÇÃO					
Dt - DENUDAÇÃO COM FORMAS TABULAR	11	12	13	14	15
Dsc - DENUDAÇÃO COM FORMAS SEMI-CONVEXAS	21	22	23	24	25
	31	32	33	34	35
	41	42	43	44	45
	51	52	53	54	55

1º TÁXON	2º TÁXON	3º TÁXON	4º TÁXON	5º TÁXON	6º TÁXON
MORFOESTRUTURAS	MORFOESCULTURA	PADRÕES DE FORMA DE RELEVO	TIPOS DE FORMA DE RELEVO	TIPOS DE FORMA DE VERTENTE	FEIÇÕES ESTRUTURAIS IDENTIFICÁVEIS
SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS	BAIXADA LITORÂNEA		Api Apf Atpm Actpf	VER PERIF. pg. 91	Falésia ativa Falésia inativa Anomalia de drenagem Ravinas ou Voporcacas Aftiteatro erosivo Queda de Blocos (Movimento de Massa) Falha + Basculamento
COBERTURA SEDIMENTAR DE PLATAFORMA (Formação Barreiras)	BAIXOS PLANALTOS COSTEIROS (Tabuleiros Litorâneos)		Dt 31 Dt 32 Dt 41 Dt 42 Dsc 31 Dsc 41		
BACIA SEDIMENTAR PARABÁ					

FONTE: Carta Topográfica SUDENE (1975)  
Primeira edição - SUDENE  
Primeira impressão-1974

- SINAIS CONVENCIONAIS**  
Nessa folha considerase que uma via tenha a largura mínima de 2,5 metros  
A cor rosa representa zonas urbanizadas nas quais só aparecem construções de edifícios
- RODOVIAS**  
Transitáveis todo ano:  
Revestimento sólido, duas ou mais vias  
Revestimento sólido, uma via  
Revestimento sólido ou leve, uma via  
Transitável em tempo bom e seco, revestimento sólido  
Caminho, Tijolo  
Perfilho de estrada: federal, estadual, municipal  
Bicicla larga  
Bicicla estreita
- ESTRADA DE FERRO**  
Internacional  
Estadual, Municipal  
Linha transmissora de energia: Cerca  
Igreja, Escola, Mina  
Moinho de vento, Moinho de água  
Ponto trigonométrico, Referência de nível  
Ponto astronômico, Ponto barométrico  
Cota comprorada, Cota não comprorada
- LIMITES**  
Internacional  
Estadual, Municipal  
Linha transmissora de energia: Cerca  
Igreja, Escola, Mina  
Moinho de vento, Moinho de água  
Ponto trigonométrico, Referência de nível  
Ponto astronômico, Ponto barométrico  
Cota comprorada, Cota não comprorada
- DECLINAÇÃO MAGNÉTICA EM 1986 E CONVERGÊNCIA MERIDIANA DO CENTRO DA FOLHA**

ESCALA 1:25.000  
Escala de Declividade

DATUM VERTICAL: IMBITUBA - SANTA CATARINA  
PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR  
DATUM HORIZONTAL: SIRGAS2000  
ORIGEM DA QUILÔMETRAGEM UTM - EQUADOR E MERIDIANO 33° W, GR. ACRESCIDAS AS CONSTANTES: 10.000KM E 500KM, RESPECTIVAMENTE.  
DECLINAÇÃO MAGNÉTICA DO CENTRO DA FOLHA EM 1972 22° 08' W CRESCER 4 ANUALMENTE  
CONVERGÊNCIA MERIDIANA DO CENTRO DA FOLHA + 13 51'

**EXEMPLO DE OBTENÇÃO DE COORDENADAS PLANAS DE APOIO DESTA FOLHA**  
NÃO SE DEVEM TOMAR EM CONTA os algoritmos em TIPO PEQUENO de qualquer número de quadricul, esses algoritmos são para determinar os valores complementares das coordenadas.  
Utilizam-se SOMENTE os algoritmos de TIPO GRANDE. Exemplo: 2 85 000

**PONTO UTILIZADO COMO EXEMPLO: SÍTIO**

1	96	6
2	91	2
EXEMPLO DE referência: 966 912		

Folha levantada e desenhada pela GEÓFOTO S/A. Impressa pela Carto-Gráfica Cruzeiro do Sul S/A  
Fotogramétrica, escala 1:30.000 de 1970/71 do to. /to. GAVI - FAB.  
Apoio básico e suplementar em 1972.  
Reutilização fotogramétrica executada em aparelhos de 1a. ordem em 1912.  
Os limites interestaduais e intermunicipais são aproximados conforme dados da Fundação IBGE.

ÍNDICE DA COBERTURA

ROLO	FAIXA	FOTOS
1	01	333 a 339
1	02	421 a 424
1	03	570 a 568

SITUAÇÃO DA FOLHA NO ESTADO

ÍNDICE DAS FOLHAS ADJACENTES

SANTA RITA	NESSE SEMEADORA DUREZA
CONDE	JACUMÃ
ALHANDRA	PITIMBU

**JACUMÃ - PARAÍBA**  
Org. Maria Emanuella F. Barbosa  
**ANEXO C**