

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

**CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E MORFOMÉTRICA DA FOLHA
ALHANDRA (1:25.000)**

GILVONETE MARIA ARAUJO DE FREITAS

Orientador: Prof. Dr. Max Furrier

JOÃO PESSOA
2012

GILVONETE MARIA ARAUJO DE FREITAS

**CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E MORFOMÉTRICA
DA FOLHA ALHANDRA (1:25.000)**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia – PPGG/CCEN da Universidade Federal da Paraíba, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Max Furrier (PPGG/UFPB)

JOÃO PESSOA
2012

F866c *Freitas, Gilvonete Maria Araujo de.*

Caracterização geomorfológica e morfométrica da Folha Alhandra (1:25.000)/
Gilvonete Maria Araujo de Freitas. - - João Pessoa: [s.n.], 2012.
125f. : il.

Orientador: Max Furrier.

Dissertação (Mestrado) – UFPB/CCEN.

*1. Geografia. 2. Tabuleiros litorâneos. 3. Geomorfologia. 4.
Barreiras neotectônica - Formação. 5. Pedologia.*

**“Caracterização Geomorfológica e Morfométrica da Folha
Alhandra (1:25.000)”**

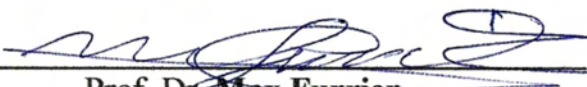
por

Gilvone Maria Araujo de Freitas

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

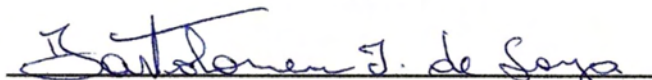
Área de Concentração: Território, Trabalho e Ambiente

Aprovada por:



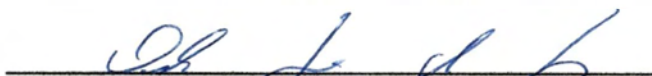
Prof. Dr. Max Furrier

Orientador



Prof. Dr. Bartolomeu Israel de Souza

Examinador interno



Prof. Dr. Osvaldo Girão da Silva

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/2012

Àqueles em quem eu sempre encontro o essencial à vida: o amor, o respeito e o apoio incondicional; à minha família, em especial, aos meus pais.

AGRADECIMENTOS

Sobretudo a Deus, pelo dom da sabedoria, pela força para superar barreiras e pelas alegrias a mim proporcionadas.

À minha família pela presença constante, pelo apoio indispensável e pela participação direta em todos os momentos da minha vida.

Ao professor Max Furrier, pelo desafio em realizar esta pesquisa e pelo incentivo ao crescimento profissional.

Aos professores Bartolomeu Israel e Osvaldo Girão, por aceitarem participar da banca examinadora e pelas sugestões para melhor direcionar esta pesquisa.

Aos professores com os quais cursei as disciplinas: Raimundo Barroso, Doralice Sátyro, Anieres Barbosa, Max Furrier, Sérgio Alonso e Eduardo Viana, pelos conhecimentos transmitidos.

À Sônia Nascimento (secretária do PPGG), por toda a atenção que sempre me dispensou e por estar sempre pronta a me atender com toda dedicação e seriedade.

Aos professores Anieres Barbosa e Bartolomeu Israel (Bartô), pelos cuidados que sempre demonstraram para comigo. Obrigada pela receptividade desde o primeiro instante quando aqui cheguei.

Aos professores Eduardo Viana e Richarde Marques, pelos auxílios necessários nos trabalhos de geoprocessamento, sanando dúvidas na confecção das cartas.

À Joselma Lucena, por tudo de bom que compartilhamos, pelas dificuldades que juntas superamos, por sua constante preocupação para que eu sempre esteja bem, enfim, por ter tido a sorte de encontrar uma grande amiga/irmã.

À Marquiline Santos, em quem encontrei apoio fundamental para o desenvolvimento da pesquisa. Agradeço pela ajuda nos trabalhos de campo, no geoprocessamento e por toda a sua disponibilidade. Agradeço acima de tudo por sua companhia, pelas partilhas e amizade.

A Jean Lima, por se dispor a me acompanhar nos trabalhos de campo; muito obrigada pelas discussões a respeito da pesquisa e por todo o incentivo que sempre me deu.

Às amigas Ízis Rafaela e Ilana Kiyotani, pelo carinho e estímulo, pela paz transmitida e pelo bem que sempre me proporcionaram.

Ao IF Sertão - Campus Petrolina (Zona Rural) na pessoa da laboratorista do Laboratório de Solo e Plantas, Graciene Santos, pela realização das análises de solo.

Às funcionárias da prefeitura municipal de Alhandra, Edilma e Josineide, bem com ao secretário de obras, Manuel Júnior, pelas importantes informações repassadas.

Ao professor Marcelo Moura, pelo material cedido, pelo estímulo e pelas conversas compartilhadas.

À turma do primeiro período de graduação (bacharelado) em Geografia (UFPB) 2011.1, pela troca de conhecimentos durante o estágio docência e por todo o carinho e respeito durante nosso convívio.

A Saulo Vital e a todos do LEGAM, pelos bons momentos de convivência. À Maria Emanuella Barbosa, pelo auxílio inicial em geoprocessamento.

A todos os colegas da turma 2010.1 (mestrado em Geografia), pela troca de informações durante as aulas e, também, aos colegas da turma do PRODEMA 2010.1, pelas parcerias nas aulas de geoprocessamento.

Aos colegas (amigos) e aos meus alunos da Escola NM 11 em Petrolina-PE, obrigada pelo apoio que recebi de todos e, à GRE (Gerência Regional em Educação), por agilizar o meu afastamento.

À CAPES, pelo apoio financeiro.

A todos que direta ou indiretamente, de alguma forma, contribuíram para o desenvolvimento desta pesquisa.

“A mente que se abre a uma nova ideia
jamais voltará ao seu tamanho normal.”

Albert Einstein

RESUMO

FREITAS, G. M. A. Caracterização Geomorfológica e Morfométrica da Folha Alhandra (1:25.000). 2012. 125 f. Dissertação (Mestrado) – CCEN, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2012.

Com o apoio de índices morfométricos, o presente trabalho teve como objetivo caracterizar a geomorfologia da área correspondente à Folha Alhandra 1:25.000, localizada predominantemente nos Tabuleiros Litorâneos esculpidos na maior parte pelos sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras. Esta geomorfologia encontra-se associada aos demais elementos do meio físico com os quais mantém interação mútua. Além disto, este trabalho buscou feições que evidenciem a ação da neotectônica na configuração do relevo e no arranjo da rede de drenagem atual. Ainda, foram verificadas as formas de ocupação e uso da terra, avaliando quanto ao cumprimento da legislação vigente. Nesse sentido, fez-se o levantamento bibliográfico para a descrição geral do tema e para a caracterização no que diz respeito aos aspectos geomorfológicos, geológicos, pedológicos, climáticos, da vegetação natural e da hidrografia. Percebendo a importância das geotecnologias, procurou-se utilizá-las para descrever a área com mais precisão, por meio dos produtos cartográficos produzidos. A partir das curvas de nível extraídas da Folha Alhandra e com o auxílio do SPRING 5.1.7, confeccionaram-se as cartas temáticas: hipsométrica, clinográfica, geomorfológica e ainda com o apoio do *software* referido, de imagens de satélites e de trabalhos de campo, produziu-se a carta de ocupação e uso da terra. As duas primeiras possibilitaram mensurar o modelado, o que deu subsídio para analisar as formas de ocupação e uso da terra, sintetizadas tanto na carta de nome homônimo, como na carta de ocupação e uso da terra irregular quanto à declividade, a qual foi construída a partir da sobreposição das cartas clinográfica e de ocupação e uso da terra. Já a carta geomorfológica permitiu estabelecer a ordem cronológica (tempo geológico), partindo da formação mais antiga para as formas atuais. Também se construíram perfis topográficos utilizando o *Microsoft Office Excel* 2007 para observar detalhes da variação do terreno. Por entender que a geomorfologia está diretamente vinculada à pedologia, fizeram-se análises laboratoriais (pH, densidade do solo, densidade das partículas e granulometria). Por fim, para averiguar a rede de drenagem foram confeccionados os índices Relação Declividade-Extensão (RDE) e densidade de drenagem (Dd), tendo como suporte o *software* SPRING 5.1.7. O primeiro foi aplicado com intuito de verificar a influência da neotectônica, correlacionando os resultados com a morfologia do relevo. O segundo teve como finalidade identificar pontos suscetíveis a processos erosivos e índices relacionados à produção e ao transporte de sedimentos, provenientes dos interflúvios. Aplicados e analisados todos os procedimentos técnico-operacionais pode-se perceber que as feições geomorfológicas, bem como o arranjo da drenagem atual são resultados da conjunção do controle estrutural, da neotectônica e dos fatores climáticos regionais. A possível influência neotectônica é evidenciada por meio de blocos basculados e escalonados e, na rede de drenagem, por intermédio da inflexão brusca de alguns cursos e de canais retilíneos. Os fatores climáticos são responsáveis, principalmente, pelos processos denudacionais e pelas feições erosivas atestadas, principalmente quando associados às ações antrópicas. Com relação à ocupação e ao uso da terra, percebeu-se que o descumprimento às leis vigentes (Código Florestal, 1965) é prática comum; áreas com declividades superiores a 12%, bem como aquelas muito próximas dos cursos dos rios estão ocupadas principalmente com a monocultura da cana-de-açúcar.

Palavras-chave: Tabuleiros Litorâneos; Alhandra; Formação Barreiras; Neotectônica.

ABSTRACT

FREITAS, G. M. A. Geomorphical and Morphometrical Characterization of Alhandra Leaf (1:25.000). 2012. 125 f. Dissertation (Master degree) – CCEN, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2012.

With the aid of morphometric rates, the present work aimed at characterizing the geomorphology of the area corresponding to Alhandra Leaf 1:25.000, which is located mainly on Tabuleiros Litorâneos, formed largely by poorly consolidated sediments of Formação Barreiras. This geomorphology is associated with other elements of the physical environment with which the area studied keeps mutual interaction. In addition, this work searched for features that could indicate neotectonic action on the configuration of the relief and on the drainage pattern of the area. The forms of land occupation and use were also verified in comparison with the current legislation. Having this in mind, a bibliographical research was done in order to describe the theme and to characterize the geomorphological, geological, pedological and climatic aspects of the vegetation and the hidrography of the area. Considering the importance of geotechnology, we were able to describe more precisely the area by using the maps produced. With the level curves taken from Alhandra Leaf and the SPRING 5.1.7, hypsometric, clinographic and geomorphological maps were made. Also, by using the same software, satellite images, and field work, a map about the land occupation and use was produced. With the aid of the hypsometric and the clinographic maps, it was possible to measure the relief modeling and analyze the forms of land occupation and use, which were synthetised both in the land occupation and use map and also in the declivity irregular land occupation and use map, which was constructed by the overlapping of clinographic and land occupation and use maps. The geomorphological map made it possible to establish the chronological order (geological time), from the old soil formation to the most recent ones. Topographic profiles were constructed by the use of *Microsoft Office Excel 2007* in order to observe details in the ground variation. As geomorphology is directly related to pedology, laboratory analyses were made (pH, soil density, particle density and granulometrics). Finally, Slope Length (SL) and drainage density (Dd) rates were created to investigate the drainage network with the aid of *SPRING 5.1.7 software*. The Slope Length (SL) rate was applied in order to verify the neotectonic influence, by correlating the results with the morphology of the relief. The drainage density (Dd) rate was used to identify points vulnerable to erosive processes and rates related to the production and to the transport of sediments, originated from interfluvial system. After applying and analyzing the technical-operating procedures, we observed that the geomorphological features as well as the drainage pattern are the result of the conjunction of structural control, neotectonics and regional climatic factors. The possible neotectonic influence is evidenced by means of the tilted and scaled blocks and by means of the drainage network, through the abrupt inflexion of some river courses and right-lined channels. The climatic factors are mainly responsible for the denudational processes and for the erosive features, when associated with anthropic actions. With relation to land occupation and use, we noticed that the transgression of current legislation (Florest Code, 1965) is a common practice; areas with declivity superior to 12% as well as those very close to the river courses are occupied mainly with sugar cane crops.

Key-words: Tabuleiros Litorâneos; Alhandra; Formação Barreiras; Neotectonic.

LISTA DE FOTOS

Foto 3.1	Afloramento da Formação Gramame no extremo leste da área de estudo, distando aproximadamente 10 km da linha de costa.....	39
Foto 3.2	Formação Barreiras no município de Alhandra - PB. Perceber sua coloração variegada e, também, evidência de linhas de falhas.....	41
Foto 3.3	Feição erosiva (ravina) na vertente direita do riacho Tamanduá.....	51
Foto 3.4	Plantação de cana-de-açúcar no vale do riacho Tabatinga. Notar movimento de massa na vertente.....	51
Foto 3.5a	Remanescentes da Floresta Ombrófila Densa no vale riacho do Buraco.....	54
Foto 3.5b	Remanescentes da Floresta Densa Aluvial às margens do rio Taperubus.....	54
Foto 3.5c	Savana Florestada (Cerradão) em topos de tabuleiros sobre os Espodossolos Hidromórficos.....	55
Foto 3.5d	Vegetação de influência fluvial na planície alagável às margens do riacho Acaís.....	55
Foto 5.1	Manchas de areais diferenciadas em topos de tabuleiros.....	75
Foto 5.2a	Proveta de 1000 ml com o material que passou pela peneira e com água destilada para realizar a sedimentação da fração argila.....	77
Foto 5.2b	Pipeta utilizada para a coleta da suspensão após o tempo de sedimentação para realizar a análise granulométrica.....	77
Foto 5.3a	Solo do becker sendo colocado na proveta para bater contra a manta de borracha.....	77
Foto 5.3b	Balança utilizada para pesar a proveta com o solo para análise da densidade do solo.....	77
Foto 5.4a	Balança de precisão utilizada para pesar amostras de solo para análises das densidades das partículas.....	78
Foto 5.4b	Balões aferidos com as amostras de solo e álcool etílico para se calcular as densidades das partículas.....	78
Foto 5.5a	Amostras de solo com água destilada para medir o pH.....	78
Foto 5.5b	Eletrodos utilizados na leitura do pH.....	78
Foto 6.1	Morro do Quilombo localizado na Depressão do Abiaí, caracterizado como morro testemunho.....	81
Foto 6.2	Movimento de rastejo de solo (soil creep) em vertente de um tributário da margem esquerda do Rio do Galo.....	92
Foto 6.3	Cicatriz de movimento de massa na vertente esquerda do riacho do Buraco.....	93
Foto 6.4a	Voçoroca no bairro Oiteiro em Alhandra PB. Notar despejo de esgoto.....	94
Foto 6.4b	Escoamento de água devido às lavagens dos filtros da CAGEPA.....	94
Foto 6.4c	Lonas plásticas nas bordas e rochas nas cabeceiras da voçoroca para conter o avanço da erosão.....	95
Foto 6.4d	Casa residencial localizada a menos de quatro metros da voçoroca.....	95
Foto 6.5a	Voçoroca no bairro Nova Alhandra em Alhandra – PB.....	95
Foto 6.5b	Voçoroca no bairro Bela Vista em Alhandra – PB.....	95
Foto 6.6	Plantação de cana-de-açúcar em vertente da margem esquerda do rio do Galo, com declividade elevada, superior a 47%.....	109
Foto 6.7	Planície do rio Dois Rios. Perceber Floresta Ciliar bem conservada, porém, declividades superiores a 47% recobertas por cana-de-açúcar.....	109

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1	Padrões de drenagem.....	24
Figura 3.1	Mapa de localização da área de estudo: Folha Alhandra – 1:25.000.....	31
Figura 3.2	Bacia Pernambuco-Paraíba com as sub-bacias: Miriri, Alhandra e Olinda.....	32
Figura 3.3	Coluna estratigráfica esquemática da bacia Pernambuco-Paraíba no trecho da sub-bacia Alhandra.....	34
Figura 3.4	Mapa Geológico da área de estudo.....	38
Figura 3.5	Mapa Pedológico da área de estudo.....	45
Figura 3.6	Rede hidrográfica da área de estudo.....	57
Figura 4.1	Unidades taxonômicas de classificação de relevo.....	64
Figura 6.1	Gráfico representando a mensuração das classes altimétricas.....	79
Figura 6.2	Gráfico representando a mensuração das classes de declividades.....	82
Figura 6.3	Localização dos perfis topográficos na carta Alhandra – 1: 25.000.....	88
Figura 6.4	Perfis topográficos latitudinais (segmento A-A', B-B') e latitudinais (segmento C-C', D-D', E-E').....	90
Figura 6.5	Cursos de água em que se aplicou o RDE.....	96
Figura 6.6	Imagem SRTM Observar interflúvios formados, no geral, por tabuleiros de topos aplainados e, ao leste, por planícies.....	101
Figura 6.7	Imagem 3D da área de estudo. Perceber detalhes do relevo, a exemplo dos interflúvios extensos e aplainados.....	101
Figura 6.8	Carta hipsométrica com a localização dos pontos de coleta de solo para análises laboratoriais.....	102
Figura 6.9	Gráfico representando as formas de ocupação e uso da terra.....	105
Figura 6.10	Gráfico representando as formas de ocupação e uso da terra em declividades superiores a 12%.....	108

LISTA DE TABELAS

Tabela 6.1	Mensuração das classes altimétricas.....	79
Tabela 6.2	Mensuração das classes de declividades.....	81
Tabela 6.3	Relação Declividade-Extensão (RDE) para cursos d'água selecionados da área de estudo (RDE_{total}).....	97
Tabela 6.4	Relação Declividade-Extensão (RDE) para cursos d'água selecionados da área de estudo ($RDE_{segmento}$).....	97
Tabela 6.5	Características morfométricas obtidas a partir da confecção do índice de densidade de drenagem.....	98
Tabela 6.6	Resultados dos índices de densidade de drenagem por região.....	100
Tabela 6.7	Resultado das análises de amostras de solo.....	103
Tabela 6.8	Formas de ocupação e uso da terra.....	104

LISTA DE QUADROS

Quadro 4.1	Padrões de Formas de Relevo.....	64
Quadro 4.2	Matriz dos índices de dissecação do relevo.....	65
Quadro 5.1	Classes de Reação do Solo.....	74

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

A	Acumulação
ABNT	Associação Brasileira de Normas Técnicas
Actf	formas de colúvio, terraço fluvial
Actpf	formas de colúvio, terraço e planície fluvial
AESA	Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba
Apf	formas de planície fluvial
APP	área de preservação permanente
Atf	formas de terraço fluvial
CBERS	China-Brazil Earth Resources Satellite (Satélite Sino-Brasileiro de Recursos Terrestres)
CAGEPA	Companhia de Água e Esgotos da Paraíba
CPATC	Centro de Pesquisa Agropecuária dos Tabuleiros Costeiros
D	Denudação
Dc	formas com topos convexos
Dp	densidade das partículas (solo)
Ds	densidade do solo
Dt	formas com topos tabulares
Dv	formas de vertentes
E	leste/este
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
FPA	Frente Polar Atlântica
GPS	(Global Positioning System) Sistema de Posicionamento Global
HRC	High Resolution Camera
INPE	Instituto Nacional de Pesquisa de Espaciais
INQUA	International Union for Quaternary Research
LI	Linhas de Instabilidade
Ma	milhões de anos
MNT	Modelo Numérico do Terreno
N	Norte
NE	Nordeste
NW	Noroeste
pH	potencial de hidrogênio
PROÁLCOOL	Programa Nacional do Alcool
RDE	Relação Declividade-Extensão
S	Sul
SE	Sudeste
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SW	Sudoeste
SPRING	Sistema de Processamento de Informações Georeferenciadas
SUDENE	Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste
TIN	Triangular Irregular Network
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VCAN's	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
W	Oeste
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	2
AGRADECIMENTOS.....	3
EPÍGRAFE.....	5
RESUMO.....	6
ABSTRACT.....	7
LISTA DE FOTOS.....	8
LISTA DE FIGURAS.....	9
LISTA DE TABELAS.....	9
LISTA DE QUADROS.....	9
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS.....	10
SUMÁRIO.....	11
1 INTRODUÇÃO.....	13
1.1 JUSTIFICATIVA.....	15
1.2 OBJETIVOS (GERAL E ESPECÍFICOS).....	16
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	17
2.1 ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS – GÊNESE E EVOLUÇÃO DO RELEVO.....	17
2.2 A RELAÇÃO SOLO/RELEVO.....	20
2.3 A HIDROGRAFIA E A INFLUÊNCIA NO RELEVO.....	22
2.3.1 OS PADRÕES DE DRENAGEM.....	23
2.3.2 OS TIPOS DE CANAL.....	25
2.3.3 A HIERARQUIA FLUVIAL.....	26
2.4 A NEOTECTÔNICA E A CONFIGURAÇÃO DA MORFOLOGIA ATUAL.....	27
3 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	31
3.1 GEOLOGIA.....	32
3.1.1 EMBASAMENTO CRISTALINO.....	35
3.1.2 FORMAÇÃO BEBERIBE/ITAMARACÁ.....	36
3.1.3 FORMAÇÃO GRAMAME.....	38
3.1.4 FORMAÇÃO BARREIRAS.....	40
3.1.5 QUATERNÁRIO/FORMAÇÕES SUPERFICIAIS/ALUVIÕES.....	41
3.2 GEOMORFOLOGIA.....	42
3.2.1 BAIXOS TABULEIROS COSTEIROS.....	42
3.2.2 PLANÍCIES FLUVIAIS OU DE INUNDAÇÃO.....	43
3.2.3 TERRAÇOS FLUVIAIS.....	44
3.3 PEDOLOGIA.....	45
3.4 CLIMA.....	47
3.5 VEGETAÇÃO E OCUPAÇÃO E USO DA TERRA.....	52
3.5.1 FORMAÇÕES VEGETAIS.....	52
3.5.2 A RECENTE OCUPAÇÃO E USO DA TERRA.....	55
3.6 HIDROGRAFIA.....	56
4 FUNDAMENTOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS.....	60
4.1 GEOMORFOLOGIA E CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA.....	63
5 PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS.....	66
6 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	79
6.1 ASPECTOS MORFOMÉTRICOS.....	79
6.2 CARACTERIZAÇÃO DE SOLO DOS TOPOS DE TABULEIROS.....	102
6.3 CARACTERIZAÇÃO QUANTO À OCUPAÇÃO E AO USO DA TERRA.....	104
6.3.1 OCUPAÇÃO E USO IRREGULARES QUANTO À DECLIVIDADE.....	107

7	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	111
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	114
	ANEXOS	

1 INTRODUÇÃO

As diferentes formas apresentadas na superfície terrestre constituem o relevo, componente natural resultante das forças antagônicas provenientes dos processos endógenos e exógenos. Essas formas, que são dinâmicas e se manifestam diferentemente tanto no tempo como no espaço, podem ser horizontais ou tabulares, convexas, côncavas e escarpadas e são consequência da interação da litosfera, atmosfera, hidrosfera e biosfera mediante troca de matéria e de energia, podendo ou não serem dinamizadas pela ação humana.

Partindo do exposto, esta pesquisa averiguou a geomorfologia nos seus aspectos morfométricos e na sua interdependência com os demais elementos do meio físico que estruturam, modelam e remodelam a área compreendida pela Folha Alhandra (1:25.000), em que estão inseridas frações dos municípios de Alhandra, Caaporã, Pitimbu e Pedras de Fogo, localizados no estado da Paraíba e de Itambé e Goiana, inseridos no estado de Pernambuco.

A área reflete o clima As' segundo a classificação de Köppen (AYOADE, 1996) não apresentando período seco, porém havendo maior intensidade de chuvas nas estações outono/inverno e as temperaturas são elevadas durante todo o ano, em torno de 26°. Essas características climáticas promovem o intemperismo e a lixiviação dos solos que, pela própria gênese são de baixa fertilidade, profundos e, no geral, permeáveis. A elevada precipitação também é responsável por processos erosivos, que desencadeiam feições erosivas (sulcos, ravinas e voçorocas) tanto na zona rural quanto na zona urbana, principalmente, quando conjugada com as ações do homem, como foi certificado durante os trabalhos de campo.

Com relação à hidrografia, por se apresentar bastante vasta, interfere diretamente na configuração topográfica dissecando e esculpindo novas formas, como os vales fluviais encaixados, adaptados à estrutura litológica sedimentar da Formação Barreiras e do Grupo Paraíba; age, também, recortando, aplainando e estreitando os topos de alguns tabuleiros e, nas áreas mais baixas, promove a sedimentação, formando as planícies, como atestado, por exemplo, na Depressão do Abiaí, ao leste-sudeste, onde estão presentes as mais extensas e para onde convergem todos os cursos de água da área pesquisada.

No que se refere à tectônica, sabe-se, que mesmo sendo mais intensa nas bordas das placas, tem se registrado movimentos crustais em regiões intraplacas. Pesquisadores como

Bezerra (1999); Saadi et al. (2005) e Arai (2006) têm mostrado que o Nordeste do Brasil é a região mais atingida dentro do país por essa força, que resulta da energia do interior da Terra. Algumas evidências foram percebidas durante este estudo, tais como a presença de blocos basculados, falhamentos de blocos, alternância de horstes e grabens e, principalmente, na rede de drenagem, como a inflexão brusca de cursos, rios retilíneos ajustados a lineamentos tectônicos, padrões retangulares e assimetria da drenagem indicando anomalias geomorfológicas.

Ainda, no dinamismo da modificação do modelado da superfície terrestre, contribui a ação do homem que, com o rápido crescimento populacional e o expressivo domínio territorial registrado nos últimos séculos, contemporaneamente, é considerado um agente em potencial na sua esculturação. Com o grande avanço científico e tecnológico, vem transformando as mais diversas paisagens naturais e, mesmo com todo o conhecimento adquirido, muitas vezes, age sem fazer um planejamento ideal, pois visa apenas ao crescimento econômico e não ao desenvolvimento com sustentabilidade, causando problemas ambientais e drásticas consequências para a sociedade.

Não diferente do geral, no espaço desta pesquisa o antropismo tem deixado suas marcas na paisagem. Desde o Brasil Colônia, vem sendo ocupado e usado de forma inadequada, a princípio com a exploração de madeiras consideradas de lei, o que fez muitas árvores se tornarem raras, a exemplo do pau-brasil. Em seguida, pelo desenvolvimento da monocultura da cana-de-açúcar, que já, a princípio, envolveu extensas propriedades, suprimindo a vegetação natural, principalmente, a Floresta Ombrófila Densa.

Recentemente, com a expansão canavieira em função do PROÁLCOOL, permanecendo mesmo após sua extinção; o rápido crescimento urbano, nesse caso do município de Alhandra e do distrito de Cupissura em Caaporã, assim como o surgimento e/ou crescimento de vilarejos, destacando os projetos de assentamentos, onde se pratica a agricultura temporária e permanente, entendendo, portanto, o crescimento populacional; além das inovações introduzidas na pecuária e a mecanização na agricultura têm descaracterizado o meio físico, o que se torna imediatamente perceptível por meio da vegetação natural, que foi retraída, inclusive a Savana florestada e a Floresta Densa Aluvial, hoje, representadas apenas por remanescentes. Como respostas, intensificam-se os agravos ambientais: poluição dos solos e dos rios, que também estão assoreados, movimentos de massa, entre outros.

Diante da importância de compreender a gênese e a evolução do relevo, a sua interdependência com os demais elementos do meio físico e a transformação da configuração topográfica pela sociedade, bem como o modo de ocupação e uso da terra e as implicações, que podem decorrer nos aspectos naturais, econômicos e sociais, propôs-se por intermédio deste trabalho, visando contribuir com planejamentos futuros no que diz respeito às atividades humanas, sejam de engenharia, agropecuária ou de outra natureza, pesquisar a geomorfologia da área correspondente à Folha Alhandra (1:25.000), área essa que se apresenta bastante carente de estudos nessa temática e nesse nível de detalhes.

1.1 JUSTIFICATIVA

O relevo, considerado como palco das atividades humanas, constitui por si só um amplo objeto de estudo e, relacionando-o aos demais elementos do meio físico, justifica qualquer trabalho, que venha a ser realizado sobre esse componente natural, não deixando dúvidas da importância quanto à sua execução.

A análise morfométrica desponta-se como essencial neste trabalho por mensurar as formas de relevo e por abordar características quantitativas da rede de drenagem, permitindo a espacialização cartográfica dos processos, que atuam nos diferentes ambientes, bem como a identificação de áreas suscetíveis às ações antrópicas, possibilitando um gerenciamento apropriado quanto à ocupação e ao uso da terra e nos dias atuais em que a degradação do meio tem se intensificado, essa ferramenta torna-se fundamental.

A pesquisa desenvolve-se em uma área, que tem na sua história a marca da ocupação indevida, sem um planejamento adequado. Desde o Brasil Colônia, seus recursos naturais são intensamente explorados, a princípio pela extração do pau-brasil e, em seguida, pelo cultivo da cana-de-açúcar, atividade, que ainda hoje, representa a base econômica local.

As oportunidades de emprego e o encanto pelas paisagens litorâneas atraem cada vez mais habitantes, causando um crescimento desordenado e, portanto, áreas, ambientalmente frágeis, são ocupadas, gerando problemas de ordem natural, os quais atingem diretamente a população, em específico a de baixa renda e, nesse sentido, causam desestruturas econômicas e sociais.

Conhecer o relevo e todo o meio físico faz-se necessário para um planejamento racional que condicione as atividades humanas com o intuito de minimizar impactos negativos à natureza, evitando prejuízos à própria sociedade. Entende-se que a apropriação é necessária; porém, deve acontecer de forma conveniente e, assim sendo, poderá promover o desenvolvimento econômico por meio de atividades agropecuárias, da “exploração” das belezas naturais pela indústria do turismo e, ainda, nortear a localização de obras urbanas e/ou rurais em locais apropriados, bem como orientar as intervenções antrópicas nos cursos de água, a fim de reduzir alterações, que possam causar total desequilíbrio ao meio.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 OBJETIVO GERAL

Analisar as atuais formas de relevo, considerando os outros elementos do meio com os quais mantêm interações mútuas, como o embasamento rochoso, a cobertura pedológica, o clima, a rede de drenagem e, também, a atuação antrópica da área correspondente à folha Alhandra – 1:25.000.

1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Avaliar as possíveis relações entre as feições geomorfológicas atuais, os padrões da rede de drenagem e a neotectônica regional nos Tabuleiros Litorâneos;
- Correlacionar os compartimentos geomorfológicos com os tipos de solo e a ocupação de terra, enfatizando as consequências;
- Efetuar cálculos morfométricos nos principais cursos fluviais da área para fazer a correspondência dos resultados com a morfologia do relevo e a possível influência da neotectônica.
- Realizar análises laboratoriais de solo dos topos de tabuleiros para descrever características físicas e químicas desse elemento.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A fundamentação teórica constitui-se uma importante etapa, pois o diálogo com outros pesquisadores enriquece as discussões e endossa os resultados alcançados na atual pesquisa. Além disso, a leitura, em diversas fontes, desperta novas perspectivas, que podem indicar direções, que contribuam para aprofundar o trabalho. Neste capítulo, serão abordados conceitos, processos e fatores relacionados ao relevo e aos outros elementos do meio físico, que estão diretamente a ele vinculados: hidrografia, solos e clima. Também, será mencionada a neotectônica, por sua atuação na configuração da área de estudo.

2.1 ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS – GÊNESE E EVOLUÇÃO DO RELEVO

O relevo terrestre é um dos mais importantes componentes do quadro natural e suas particularidades determinam a distribuição dos solos, a vegetação e algumas características climáticas locais, bem como as possibilidades do aproveitamento de recursos hídricos, da exploração mineral e, até mesmo, do espaço para construções. Nesse sentido, o conhecimento geomorfológico é um precedente das características ambientais e, por meio dele, pode-se condicionar as atividades. O relevo é um recurso natural imprescindível para uma gestão ambiental adequada.

A Geomorfologia estuda as formas de relevo, considerando sua gênese, suas características morfológicas, os materiais componentes, os processos ativos e os fatores controladores. Por estudar os aspectos morfológicos da topografia e os processos responsáveis pelo esculptação e funcionamento das paisagens topográficas, ajuda a perceber o modelado da Terra e, portanto, torna-se importante para as atividades humanas e organizações espaciais (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Com relação à Geomorfologia, o homem tem evoluído no campo do conhecimento, não se limitando a conhecer simplesmente os tipos de relevo e os processos a eles relacionados. Tem buscado entender como os processos se articulam mutuamente; como os grandes conjuntos de relevo evoluem; o que representa no contexto ambiental; como interferir ou controlar o funcionamento dos processos geomorfológicos e, até mesmo, como conviver com os fenômenos catastróficos (MARQUES, 2009).

Guerra e Guerra (2009) definem relevo como a diversidade de aspectos da superfície da crosta terrestre e complementam dizendo que é o conjunto dos desnivelamentos do globo. Press et al. (2007) corroboram quando consideram que o relevo é a medida da rugosidade da superfície terrestre e varia de acordo com a extensão da área onde ele é medido.

Para entender o que são e o que representam as formas de relevo, reconhecidas em diferentes escalas espaciais e temporais, é necessário saber sobre a sua gênese e evolução. Nesse sentido, Mescerjakov (1968, apud ROSS, 2010) e Guerasimov (1980, apud ROSS, 2010) desenvolveram o conceito de morfoestrutura e de morfoescultura. A morfoestrutura está diretamente relacionada aos processos endógenos, pois corresponde às litologias, que sustentam as macroformas.

No que concerne à morfoescultura, o conceito foi definido tomando por base que os processos endógenos e exógenos geram grandes, médias e pequenas formas de relevo. Portanto, todo relevo terrestre pertence a uma determinada estrutura que o sustenta e apresenta um aspecto escultural proveniente do tipo climático atual e pretérito atuante. Assim, a morfoestrutura e a morfoescultura estabelecem situações dinâmicas em função da ação contínua do endógeno e do exógeno.

A morfoestrutura é definida pelas grandes formas de relevo da superfície dos continentes e do fundo dos oceanos, e sua gênese está relacionada com a estrutura e os movimentos da crosta terrestre. Morfoescultura é, portanto, a forma como o relevo se apresenta diante da zonalidade e dos processos exógenos, isto é, o desgaste sofrido por erosão, ou seja, os processos denudacionais, que modelam as formas das colinas, morros, topos. Atualmente, a participação biológica tem sido mais destacada na gênese e no desenvolvimento de processos, assim como a ação humana, que cada vez mais altera as formas de relevo (AMARAL; ROSS, 2006).

Os fatores endógenos formam-se por meio da dinâmica interna e são refletidos externamente mediante os agentes: vulcânicos, sismos, movimentos epirogênicos ou isostático, tectônicos entre outros. Podem ser sentidos por meio de movimentos súbitos, rápidos ou lentos e imperceptíveis (GUERRA; GUERRA, 2009). Já os fatores exógenos do relevo terrestre abrangem o conjunto de processos complexos de formação do modelado, que estão determinados pelo intemperismo, pela denudação e pela acumulação. Tais fatores são

provenientes das forças externas, sendo o Sol sua principal fonte de energia; outra fonte importante é a força da gravidade e, ainda, pode-se incluir o sistema atmosférico.

Os processos endógenos desencadeiam os movimentos diastróficos classificados em epirogênese e orogênese. A epirogênese corresponde a movimentos lentos e verticais da crosta, com longa duração geológica, gerando soerguimento e subsidência e formando bacias sedimentares intracratônicas, terraços fluviais, planícies fluviais, entre outros padrões de relevo. Têm como característica especial o fato de não afetar estruturas antigas; porém, pode apresentar falhamentos marginais devido o esforço diastrófico, enquanto a orogênese diz respeito a movimentos intensos e compressivos, tais como dobramentos e falhamentos, que formam grandes cadeias de montanhas (SANTOS, 2008; GUERRA; GUERRA, 2009).

Em regiões atingidas por movimentos epirogenéticos, ou seja, tectônica distensiva, são muito frequentes relevos formados por abatimentos de blocos, que ocorrem por falhas normais ou gravitacionais. Dessa forma, originam-se altos e baixos topográficos dispostos lateralmente. Essas estruturas formam vales alongados denominados grabens, intercalados com altos designados como horstes (SANTOS, 2008).

Relacionando-se aos processos exógenos, Press et al. (2007), relatam que, o intemperismo é um dos maiores processos geológicos, no ciclo da rocha, que dão forma à superfície terrestre e alteram materiais rochosos, convertendo todo tipo de rocha em sedimento e formando o solo. Os fatores que controlam o intemperismo são o material parental, o clima, a topografia, a biosfera e o tempo. O clima se destaca como fator preponderante, principalmente, em regiões de clima quente e úmido.

Em função dos mecanismos predominantes de atuação, o intemperismo pode ser classificado em físico e químico. De acordo com Press et al. (2007), o intemperismo físico refere-se aos processos, que causam desagregação e fragmentação das rochas, separando os grãos minerais antes coesos e transformando a rocha inalterada em material descontínuo e friável. Quanto ao intemperismo químico, esse ocorre quando minerais reagem com a água. Nessas reações químicas, alguns dissolvem; outros se combinam com a água e com os componentes atmosféricos, como oxigênio e dióxido de carbono para formar novos minerais.

A denudação, que equivale à perda de matéria por erosão química e física, causa a remoção da cobertura do regolito, deixando a superfície rochosa exposta a novos processos de intemperismo e, se não houvesse rejuvenescimento do relevo, as irregularidades seriam eliminadas e o nível da superfície do terreno se aproximaria ao nível do mar (SUGUIO, 1998). A denudação continental corresponde à sedimentação (química e física) nas bacias sedimentares (continentais e oceânicas), bem como a manutenção da salinidade da água do mar (TOLEDO et al., 2009).

O terceiro processo que determina o processo exógeno é a acumulação ou agração, que, segundo Guerra e Guerra (2009), verifica-se pela deposição dos sedimentos ou de substâncias nas zonas de depressões relativas, que torna a superfície da litosfera mais uniforme. Esses sedimentos e substâncias poderão vir a ser mineralizados. As planícies são exemplos de formas de relevo de acumulação.

Por meio da acumulação por ação da água pluvial, formam-se os cones de dejeção e os tálus. Estes últimos são formados por fragmentos de rochas removidos e depositados na base de vertentes e de falésias e são provenientes de movimentos de massa antigos, podendo sofrer novos movimentos quando desestabilizados, principalmente, pela ação da alta pluviosidade. Já o cone de dejeção é um depósito de material detrítico grosseiro na base da vertente e resulta do escoamento concentrado em canais temporários ou por torrentes (SANTOS, 2008). São mais comuns nos pontos onde se apresentam maiores contrastes de altitudes relativas.

A gênese e evolução do relevo estão associadas à participação dos demais componentes do ambiente; portanto, as características geológicas, climáticas, pedológicas, hidrológicas, biológicas, topográficas e altimétricas são relevantes para se entender o tipo de relevo de uma área e a dinâmica dos processos a ele relacionados (MARQUES, 2009).

2.2 A RELAÇÃO SOLO/RELEVO

Solo é a superfície inconsolidada, que recobre as rochas e mantém a vida animal e vegetal da Terra (VIEIRA, 1988). Segundo Guerra e Guerra (2009), o solo é um complexo vivo elaborado na superfície de contato da crosta terrestre; sendo o único ambiente onde se encontram reunidos os quatro elementos: litosfera, hidrosfera, atmosfera e biosfera.

Os principais mecanismos formadores do solo são perda de matéria, tanto física quanto química; adição de matéria proveniente de fontes externas, tais como matéria orgânica, poeiras minerais e sais minerais; translocação de matéria, ou seja, remobilização pelos fluxos de soluções no interior do perfil ou pela ação da fauna e transformação de matéria, em contato com os produtos da decomposição post-mortem da matéria vegetal e animal (TOLEDO et al., 2009). O relevo, também, é um importante fator no processo evolutivo e na profundidade do solo. Assim, a sua profundidade aumenta quando diminui a declividade (VIEIRA, 1988).

A ação do relevo, na formação do solo faz sentir-se direta ou indiretamente. Diretamente, ele age facilitando o trabalho erosivo provocado pelas forças do intemperismo; e indiretamente, promove variações de temperatura, de precipitação, drenagem entre outros, o que trará diferenciação marcante entre terrenos declivosos e planos (VIEIRA, 1988). Isso afeta, ainda, os microclimas e a cobertura vegetal, assim como as propriedades físicas e químicas do solo.

O relevo pouco dissecado propicia condições para a água da precipitação pluvial se infiltrar no solo, e o escoamento superficial não é tão acentuado. Por outro lado, no relevo mais dissecado, o escoamento superficial é maior do que a infiltração, intensificando-se quando não há cobertura vegetal. Em regiões úmidas, os solos que ocorrem em relevo pouco dissecado são quase sempre mais profundos do que nas áreas declivosas. Isso pode ser atribuído à menor erosão superficial e à maior quantidade de água infiltrada no solo mais profundo, ocorrendo o inverso no solo mais raso (PRADO, 1993).

Do mesmo modo que o relevo influencia na formação do solo, também há formas de relevo que se desenvolvem por meio de deslocamento de partículas desse elemento, ou como resultado de processos, que se realizam dentro dele. A erosão, que degrada os solos, ao mesmo tempo, esculpe o relevo, criando pequenas formas como sulcos, ravinas, voçorocas, cicatrizes de deslizamento, que se desenvolvem ao longo das vertentes por ação das águas pluviais.

A erosão dos solos tem causas relacionadas à própria natureza, como a distribuição das chuvas, a declividade, o comprimento e forma das encostas, as propriedades químicas e físicas dos solos, o tipo de cobertura vegetal e à ação humana, que tende a acelerar os processos erosivos. As principais causas para a ocorrência dos processos de erosão acelerada

são o desmatamento e o uso do solo para a agricultura, a pecuária e a expansão urbana (GUERRA; MENDONÇA, 2010).

Os solos são organizados em camadas, diferenciando-se entre si do material parental subjacente em suas propriedades e composição. Excetuando-se as diferenças de cor e textura, que ajudam a reconhecer o solo no campo, as propriedades de maior importância, que afetam a dispersão geoquímica dos elementos, são pH, conteúdo de matéria orgânica, tipo e assembleia de argilo-minerais e soma de sesquióxido (FONSECA, 1999).

O solo tem como limite superior a atmosfera; lateralmente, contacta com os corpos de água superficiais, rochas, gelo, áreas com materiais detríticos inconsolidados, aterros ou com terrenos sob espelho de água permanentes; o limite inferior é difícil de ser definido, pois, em geral, o solo passa gradualmente no seu limite inferior em profundidade, para rocha dura ou materiais saprolíticos ou sedimentos, que não apresentam sinais da atividade biológica (EMBRAPA, 2006).

Pela correlação existente, condições ecológicas e pedológicas devem ser examinadas sempre que os processos geomorfológicos são considerados em relação às formas de relevo nas quais operam, porque qualquer isolamento de processos dos ambientes pedológicos e ecológicos nos quais são observados mostra a evolução das formas de relevo de maneira incompleta (IMESON, 1985).

2.3 A HIDROGRAFIA E A INFLUÊNCIA NO RELEVO

A água é um agente, que escultura o relevo da superfície da Terra, influenciando diretamente no comportamento mecânico dos mantos de solo e rochas. Portanto, para se investigar as características das diversas formas de relevo, especialmente no que se referem à sua evolução, as bacias hidrográficas se configuram como unidades de suma importância.

As bacias hidrográficas (ou bacias de drenagem) abrangem o volume de água, incluindo todos os processos, que implicam no funcionamento de uma rede fluvial, assim, drena água, sedimentos e materiais dissolvidos para uma saída comum, num determinado ponto de um canal fluvial. Podem desenvolver-se em vários tamanhos, variando de milhões de

Km² até pequenas bacias com poucos metros quadrados, que drenam para a cabeça de um pequeno canal erosivo ou para um eixo de um fundo de vale não canalizado (COELHO NETO, 2009).

Segundo Christofolletti (1999), as bacias hidrográficas constituem sistemas ambientais complexos em sua estrutura, seu funcionamento e sua evolução. São unidades fundamentais para mensuração dos indicadores geomorfológicos e para análise da sustentabilidade ambiental baseada nas características do geossistema e do elemento socioeconômico. Tundisi et al. (1988) complementam essa concepção quando dizem que constituem unidades fisiográficas complexas e com origens diversificadas, pois foram originadas por processos geomorfológicos.

As bacias hidrográficas representam uma das principais unidades de gerenciamento territorial, sendo modelada pelas condições geológicas e climáticas locais. Porém, em função do crescimento da sociedade, têm sofrido alterações na estrutura física dos canais, no aporte dos sedimentos, no regime hidráulico e no fluxo de matéria e energia. Tais alterações e o padrão espacial do uso e a cobertura do solo têm importantes efeitos sobre a produção e o transporte de sedimentos (SILVA et al., 2003).

Devido à conscientização por parte da sociedade com relação à importância da água, como elemento essencial à vida e a muitas atividades humanas, a bacia hidrográfica passa a ter enorme valor como unidade de análise e planejamento ambientais, considerando que nela é possível avaliar de forma integrada as ações humanas sobre o ambiente e seus desdobramentos sobre o equilíbrio hidrológico (BOTELHO; SILVA, 2010).

2.3.1 OS PADRÕES DE DRENAGEM

De acordo com Christofolletti (1980), os padrões de drenagem estão relacionados ao ordenamento espacial dos cursos fluviais, podendo ter interferência em sua atividade morfogênica devido à natureza e disposição das camadas rochosas, pelas declividades desiguais, pela variação da resistência litológica e, ainda, pela evolução geomorfológica da região. Padrões diferentes podem ocorrer dentro de uma mesma bacia, sempre influenciados pelas características anteriormente descritas.

Os padrões de drenagem interagem com o substrato rochoso, possibilitando a dissecação do relevo. Observando-os, pode-se perceber que estão diretamente relacionados com as feições da superfície por onde os cursos se distribuem. Ainda, podem sofrer transformações exercidas por atividades tectônicas e tomarem forma de outro padrão.

Os tipos básicos de padrões de drenagem, quanto ao critério geométrico, são: drenagem dendrítica, drenagem em treliça, drenagem retangular, e drenagem radial (Figura 2.1). Por razões de interesse desta pesquisa, serão descritos apenas os padrões dendrítica, em treliça e retangular, sendo este último o mais frequente na área de estudo.

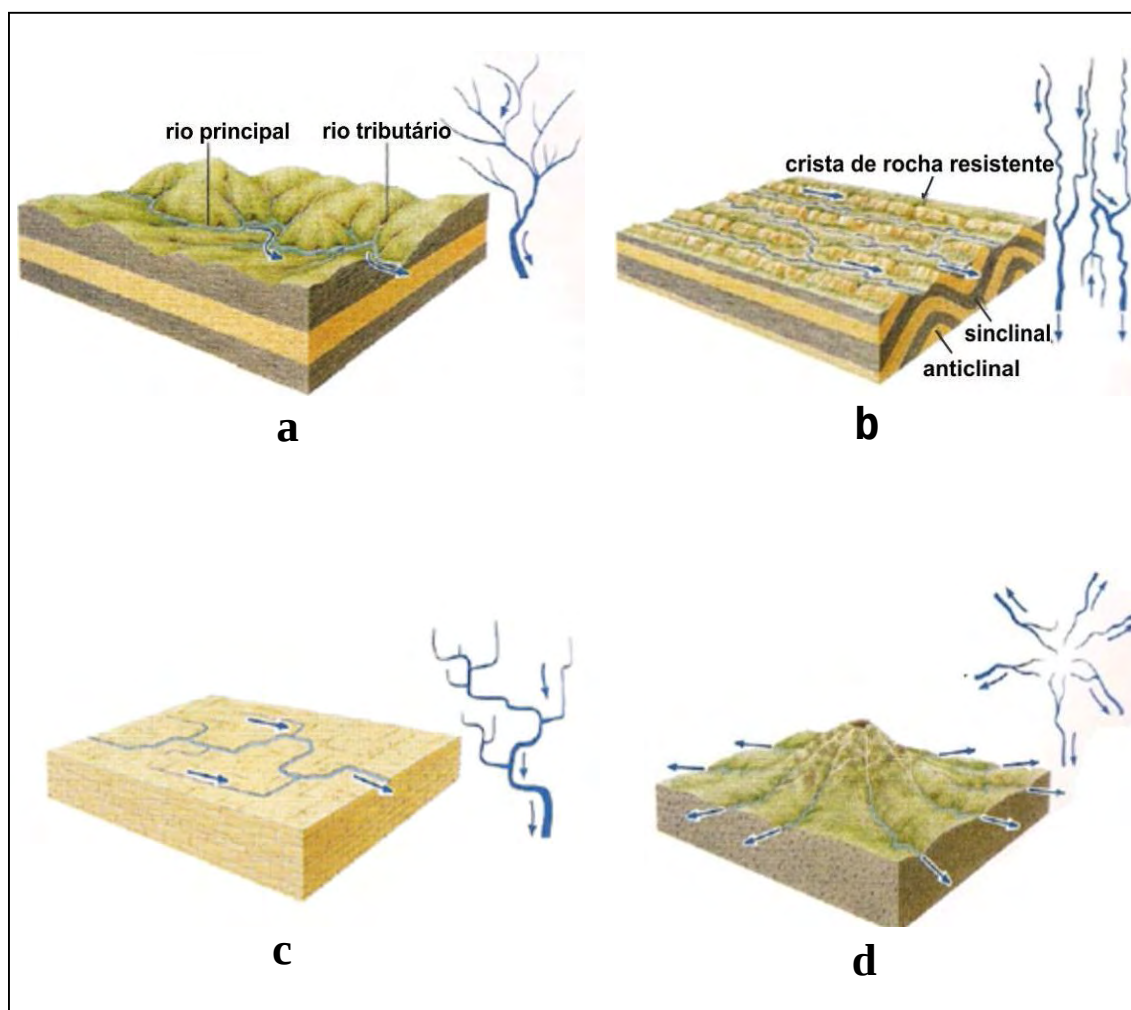


Figura 2.1 – Padrões de drenagem: **a** - drenagem dendrítica; **b** – drenagem em treliça; **c** – drenagem retangular; **d** – drenagem radial (Adaptado de PRESS et al., 2006).

De acordo com Christofolletti (1980), a drenagem dendrítica também é denominada de arborescente, pois seu desenvolvimento é idêntico à configuração de uma árvore. Assim, o curso principal é o tronco, os tributários são os ramos e as correntes de menor categoria correspondem aos raminhos e as folhas. Nesse padrão os tributários distribuem-se sobre o terreno, e se unem formando ângulos agudos de diferentes graus, mas sem formar um ângulo reto; caso isso ocorra, indica anomalias, em geral, atribuídas à ação tectônica. Esse padrão ocorre com certa frequência na área de estudo.

A drenagem em treliça é composta por rios principais consequentes, correndo paralelamente, recebendo afluentes subsequentes, que fluem em direção transversal aos primeiros; os subsequentes recebem os rios obsequentes e ressequentes. Esse padrão de drenagem é encontrado, entre outras áreas, em estruturas sedimentares homoclinais, em estruturas falhadas e nas cristas anticlinais. Em função da influência exercida por falhas ou pelo sistema de juntas ou de diáclases, a drenagem em treliça é transformada em retangular e passa a ser caracterizada pelo aspecto ortogonal. O padrão retangular pode estar relacionado à composição diferente das camadas horizontais ou homoclinais (CHRISTOFOLETTI, 1980).

2.3.2 OS TIPOS DE CANAL

A fisionomia apresentada pelo rio ao do seu perfil longitudinal pode ser anastomosada, retilínea e meândrica, formando o padrão dos canais. Essa geometria do sistema fluvial resulta do ajuste do canal à sua seção transversal e reflete o inter-relacionamento entre as variáveis: descarga líquida, carga sedimentar, largura e profundidade do canal, velocidade do fluxo e rugosidade do leito. Uma bacia hidrográfica pode apresentar os três tipos de padrão de canais, espacialmente setorizados ou em um mesmo setor, durante a evolução do seu sistema fluvial, quando ocorrem variações temporais dessa drenagem (CUNHA, 2009).

Os canais retilíneos são aqueles em que o rio percorre um trajeto retilíneo, sem desvio considerável. São muito raros, representando trechos ou seguimentos de canais curtos, ocorrendo, portanto, quando o rio está controlado por linhas tectônicas, isto é, cursos de água, que acompanham linhas de falhas, diáclases ou fraturas. Outra condição é a existência de um embasamento rochoso homogêneo; ao contrário, o rio desviará sua trajetória

(CHRISTOFOLETTI, 1980; CUNHA, 2009). Os canais retilíneos são verificados na área de estudo e atribuídos à possível influência tectônica.

Os canais anastomosados ou ramificados surgem quando um braço de rio volta ao leito principal, formando uma ilha. Isso ocorre porque esses canais se caracterizam por grande volume de carga de fundo que, conjugado com as flutuações das descargas, ocasionam sucessivas ramificações, ou múltiplos canais, que se subdividem e se reencontram. Essa junção pode se verificar até dezenas de quilômetros à jusante (CHRISTOFOLETTI, 1980; CUNHA, 2009).

Segundo Christofolletti (1980), os canais meândricos são aqueles que os rios descrevem curvas sinuosas, largas harmoniosas e semelhantes entre si, através de um trabalho contínuo na margem côncava e deposição na margem convexa. Christofolletti (1981a) faz uma observação importante ao relatar que o material detrítico erodido na margem côncava se deposita na margem convexa do mesmo lado, não atravessando o canal. Porém, isso só é válido para o material que compõe a carga do leito, pois a carga em suspensão é dispersa por todo o canal, depositando-se em diversos lugares.

Esses canais são encontrados, com frequência, em áreas úmidas cobertas por vegetação ciliar. As condições essenciais para o desenvolvimento dos meandros são: as camadas sedimentares de granulação móvel, mas que estejam coerentes, firmes, e não soltas; gradientes moderadamente baixos; fluxos contínuos e regulares; cargas em suspensão e de fundo em quantidades mais ou menos equivalente, representando, assim, a estabilidade do canal (CUNHA, 2009). Na área de estudo existiam na porção leste, porém foram retelinizados por obras de engenharia, a exemplo do rio Abiaí.

2.3.3 A HIERARQUIA FLUVIAL

A hierarquia fluvial consiste em classificar um determinado curso de água no conjunto total da bacia, objetivando simplificar a análise morfométrica das bacias hidrográficas e, ainda, auxiliar no gerenciamento físico-econômico dessas. Para esse trabalho optou-se por utilizar a hierarquia fluvial proposta por Strahler (1952, apud CHRISTOFOLETTI, 1980).

Com relação a essa hierarquia, Strahler (1952, apud CHRISTOFOLETTI, 1980) introduziu um sistema muito utilizado nos estudos geomorfológicos em que os menores canais sem tributários são considerados de primeira ordem, estendendo-se desde a nascente até a confluência; os canais de segunda ordem originam-se da confluência de dois canais de primeira ordem e só recebem tributários de primeira ordem; os canais de terceira ordem surgem da confluência de dois canais de segunda ordem, podendo receber afluentes de segunda e de primeira ordem; os canais de quarta ordem resultam da confluência de dois canais de terceira ordem, podendo receber tributários das ordens inferiores e, assim, sucessivamente (CHRISTOFOLETTI, 1980).

2.4 A NEOTECTÔNICA E A CONFIGURAÇÃO DA MORFOLOGIA ATUAL

Atualmente, é consenso, no meio científico, que a neotectônica infere na morfologia, sendo mais notada nas regiões como a costa do Pacífico, nas bordas das placas; no entanto, em regiões intraplacas consideradas mais estáveis, tem-se registrado movimentos crustais recentes, inclusive em muitas áreas do território brasileiro, sendo a região Nordeste uma das mais atingidas por esses eventos.

A área em que se desenvolve esta pesquisa apresenta indícios da ação neotectônica, tais como, inflexões bruscas de rios, cursos de água retilíneos e basculamentos de blocos. Por isso, torna-se importante uma explanação teórica sobre este tema buscando fundamentação em autores consagrados.

O termo neotectônica foi utilizado pela primeira vez por Obruchev, em 1948, para denominar a sucessão de movimentos crustais recentes, desenvolvidos a partir do Terciário superior e durante todo o Quaternário (SUGUIO; MARTIN, 1996). Porém, trinta anos mais tarde, ou seja, em 1978, a Comissão de Neotectônica da INQUA (*International Union for Quaternary Research*) definiu movimentos tectônicos como quaisquer movimentos ou deformações do nível geodésico de referência, seus mecanismos e sua origem geológica (SAADI et al., 2005).

Segundo Pavlides (1989 apud SAADI, 1991), o início do período neotectônico depende das características individuais de cada ambiente geológico. Assim, é quase

impossível precisar um período neotectônico global, pois o globo terrestre é composto de um arranjo de placas litosféricas, que estão submetidas a estágios de diferentes eventos tectônicos (SAADI, 1991).

O neotectonismo no Brasil originou-se com a migração da América do Sul e, conseqüentemente, a abertura do Atlântico Sul, no Terciário médio e que ocorrem até os dias atuais. Esse evento corresponde ao início da deposição da Formação Barreiras, ao último pacote das bacias costeiras e ao término do magnetismo no Brasil há cerca de 12 milhões de anos, que coincide com o levantamento da Cadeia dos Andes. Datando, portanto do Mioceno Médio (HASÚÍ, 1990).

A atividade neotectônica apresenta-se como uma tectônica intraplaca e de margem passiva, porém com uma nítida influência, principalmente em sua porção oeste, dos esforços tectônicos afetando a margem ativa Andina. O período neotectônico inicia-se a partir do Paleógeno, representado por tensões compressivas, sucedendo ao período de distensão crustal generalizada, que conduziu à fragmentação do megacontinente Gondwana e à nucleação do Oceano Atlântico (SAADI et al., 2005).

Esses eventos correspondem à evolução tectono-sedimentar da margem continental brasileira, que resultou no desenvolvimento das bacias marginais brasileiras, que, segundo Mabesoone (1972), mostram sequências sedimentares, mesmo tendo sido metamorfasadas, de bacias de margem ativa, com crosta transicional e oceânica. De acordo com Saadi et al. (2005), as bacias marginais são feições geomorfológicas mais proeminentes das costas leste e nordeste, que foram delineadas por falhas normais ocorridas, principalmente, durante o Eocretáceo.

Existe uma relação entre o neotectonismo e a reativação de falhas e outras linhas de fraqueza, entre as quais, zonas de cisalhamento dúctil. É mais fácil reativar uma linha de fraqueza preexistente do que nuclear uma nova. Assim, os processos geológicos ocorridos desde o Proterozoico até o momento atual são controlados por linhas de suturas pré-cambrianas, constituindo zonas de fraquezas, que separam a costa em vários blocos. Esses processos seriam desencadeados pela tectônica global que, agindo sobre as linhas de suturas que bordejam os blocos crustais, provocariam a “tectônica ressurgente” (HASÚÍ, 1990).

Hasuí (1990) postula, fundamentado em estudos sobre as bacias tafrogênicas, que os depósitos sedimentares do Sudeste brasileiro estão relacionados à tectônica regional desenvolvida desde o Ciclo Brasileiro (Proterozoico Superior), finalizando com a implantação de bacias continentais no Terciário Superior e /ou Pleistoceno pela reativação de falhas antigas.

Ainda com relação à região Sudeste do Brasil, Saadi (1991) relata que o estado de Minas Gerais, durante o Cenozoico, foi compartimentado em domínios morfotectônicos com comportamentos individuais específicos, cujos domínios são separados por descontinuidades crustais que correspondem a importantes geossuturas pré-cambrianas reativadas eventualmente.

Referindo-se ao Nordeste do Brasil, Saadi et al. (2005) advogam que é uma das regiões mais afetadas pela atividade neotectônica e tem sido validada em muitos trabalhos geomorfológicos. Algumas feições servem como parâmetro para essa afirmação, entre as quais escalonamento de compartimentos aplainados em estreitas relações e a “flexura continental” paraibana. Para Saadi (1991), a expressão geomorfológica da neotectônica que melhor representa essa região, vista em conjunto, é um domeamento crustal de escala regional, composto por vários eixos menores de direção NE-SW.

Bezerra (1999) defende que a paleosismicidade no Nordeste do Brasil tem ocorrido desde o Plioceno em intensidade tectônica maior do que os dados instrumentais têm revelado. O estresse principal seria de compressão, orientado na direção E-W, o que tem organizado as falhas NE e NW. Porém, não está claro se sofreu um evento tectônico em larga escala, no Cenozoico;

Estudos recentes, na costa oriental do Rio Grande do Norte e Paraíba, mostraram a influência de movimentos neotectônicos no Quaternário resultantes da reativação de zonas de cisalhamento dúcteis pré-cambrianas. Uma estrutura de horstes e grabens alternados foi identificada nessa área, a qual redesenhou os Tabuleiros Litorâneos, que representam horstes capeados pelos sedimentos Barreiras, em altitudes de até 200 m. Os grabens abrigam vales fluviais encaixados em falhas transcorrentes e normais (BEZERRA et al., 2001).

Arai (2006) relata que o soerguimento associado ao arqueamento crustal é particularmente notável no Nordeste do Brasil, onde as ocorrências residuais do Grupo Barreiras (Formação Barreiras para outros pesquisadores) e unidades correlatas formam tabuleiros mais ou menos isolados, que ocorrem em cotas topográficas cada vez maiores em direção ao interior. O autor ainda defende que o soerguimento epirogenético, ocorrido subsequentemente à queda eustática, foi responsável pela atual configuração topográfica dessa unidade litoestratigráfica.

Vários estudos têm revelado o tectonismo do Cretáceo Superior ao Terciário no Nordeste do Brasil associado com algum tipo de soerguimento e falhas. Cremonini (1995, apud BEZERRA et al. 2001), por exemplo, descreveu dois dos maiores eventos tectônicos, que afetaram a Bacia Potiguar e que foram causadas pelo calor da placa atlântica durante o Cretáceo superior (Mesocampaniano) depois da formação do rifte Potiguar. O primeiro e mais forte evento foi responsável por erosão regional durante o Mesocampaniano, assim, como soerguimento extensivo e falhas reversas. O segundo evento, durante o Terciário, resultou numa falha de direção leste-oeste.

Eventos tectônicos são perceptíveis, também, na rede de drenagem. Um exemplo apontado pela literatura diz respeito ao rio São Francisco; próximo à sua desembocadura, a tendência é seguir para SE, porém sofre duas deflexões, a primeira antes da cidade de Penedo (AL) para NE e a segunda mais perto da costa para S, indicando controle estrutural com os falhamentos atingindo os sedimentos quaternários dessa planície.

Outro exemplo é o rio Açu no Rio Grande do Norte, que, de acordo com Fonseca e Saadi (1995), em seu baixo curso, tem apresentado níveis de terraços e depósitos de cascalheiras, elementos que identificam e caracterizam eventos deformacionais recentes e, portanto, indicadores da ação neotectônica.

Ainda no que se refere à rede de drenagem, pode-se citar a bacia do rio Gurujá no litoral sul do estado da Paraíba, que segundo Furrier (2007), apresenta um notável padrão de drenagem assimétrico com os afluentes da margem direita muito mais extensos que os da margem esquerda e com forte entalhe suas cabeceiras, indicando recuo acelerado. O autor ainda relata que no seu baixo curso, nas proximidades de sua foz, há uma acentuada inflexão, mudando seu curso da direção W-L para S-N.

3 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área está delimitada pelas coordenadas 7°22'00" e 7°30'00"; 35°00'00" e 34°52'30" (norte, sul, oeste e leste, respectivamente), compreendendo porções dos municípios de Alhandra, Caaporã, Pitimbu e Pedras de Fogo no estado da Paraíba e dos municípios de Itambé e Goiana localizados no estado de Pernambuco. A área total é de aproximadamente 196 km² (Figura 1).

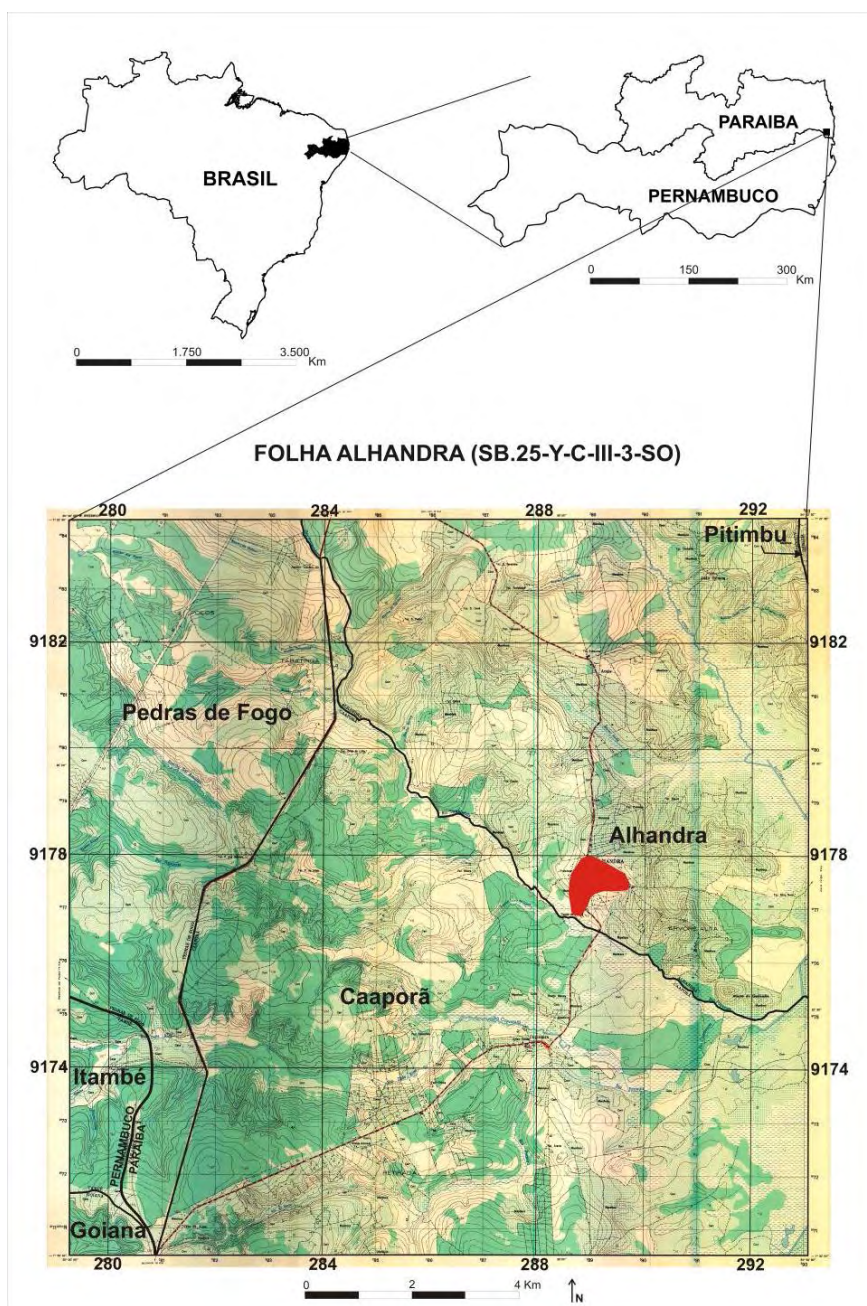


Figura 3.1- Localização da área de estudo: Folha Alhandra – 1:25.000 (Org.: GILVONETE FREITAS)

3.1 GEOLOGIA

A área desta pesquisa encontra-se na bacia sedimentar marginal Pernambuco-Paraíba, cuja estrutura, de acordo com Mabesoone e Alheiros (1991), apresenta-se 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 área de estudo está totalmente inserida na sub-bacia Alhandra (Figura 3.2).

A bacia está situada na região costeira dos estados de Pernambuco e Paraíba e possui uma área total de, aproximadamente, 35.000 km², dos quais cerca de 9.000 km² estão situados na parte emersa (MATOS, 1998). Conforme Milani (1990), as bacias sedimentares se formam em função de uma variedade de feixes de falhas, que devem se interligar a zonas de cisalhamento nas partes intermediária a inferior da litosfera.



Figura 3.2- Bacia Pernambuco-Paraíba com as sub-bacias: Miriri, Alhandra e Olinda (Modificado de BARBOSA; LIMA FILHO, 2006).

A Bacia Pernambuco-Paraíba representa uma sedimentação estuariana e lagunar, passando a plataformal no intervalo entre o Santoniano e o Maastrichtiano, ligada à abertura do Oceano Atlântico sul (BRASIL, 2002). Quando comparados às bacias adjacentes, os processos sedimentares, nessa unidade, iniciaram-se tardiamente. Muniz (1993) destaca que a bacia Pernambuco-Paraíba possui uma coluna sedimentar incompleta em relação às outras bacias marginais, faltando os evaporitos da fase proto-oceânica e a espessa seção clástica da fase marinha franca, exibidos nas outras bacias da margem continental brasileira.

Matos (1998) relata que, com relação à margem distensiva do continente, esse é o trecho onde o rifteamento aconteceu por último, tendo a ruptura sido retardada até o Aptiano pela alta rigidez do embasamento pré-cambriano. Porém a fase rifte foi muito rápida com duração estimada em cerca de 5 Ma, durante o Neoaptiano.

Para alguns pesquisadores, entre eles, Lima Filho (1998), deve existir a divisão em Bacia Pernambuco e Bacia Paraíba, justificada por diferenciações apresentadas entre a faixa costeira, que ocorre ao sul e ao norte do Lineamento Pernambuco. Assim, para este autor a Bacia Paraíba abrange a faixa sedimentar costeira, que existe desde o Lineamento Pernambuco, nas proximidades da cidade de Recife, até o alto estrutural de Mamanguape ao norte de João Pessoa enquanto a Bacia Pernambuco localiza-se ao sul do Lineamento Pernambuco até o Alto de Maragogi.

Ainda, segundo o autor, anteriormente citado, a Bacia Pernambuco apresenta uma estrutura de grabens falhados, cuja deposição sedimentar iniciou-se com a Formação do Cabo no Aptiano, e a Bacia Paraíba possui uma suave inclinação estrutural para leste com sub-bacias tipo rampa encaixadas em grandes falhamentos de sentido leste-oeste; a deposição das unidades nessa bacia teve início durante o Santoniano com a Formação Beberibe. A primeira bacia tem profundidade entre 2000 e 4000 m, dados obtidos em poço na região do Graben do Cupe e por meio de seções sísmicas, enquanto a segunda, apresenta profundidades entre 300 e 400 m na região litorânea.

Esta pesquisa seguirá a concepção de uma única bacia, ou seja, Bacia Sedimentar Pernambuco-Paraíba, conforme (BRASIL, 2002). De acordo com Feijó (1994), essa bacia 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 a sul, pelo Alto de Maragogi. Corresponde à última porção do continente a se separar da África durante a abertura do oceano Atlântico.

A largura média da faixa sedimentar emersa da Bacia Pernambuco-Paraíba é de aproximadamente 25 km e sua espessura máxima pode atingir 400 m. No estado da Paraíba, é preenchida por sedimentos de fácies continentais e marinhas que formam o Grupo Paraíba, o qual é subdividido nas formações: Beberibe/Itamaracá, Gramame e Maria Farinha. Recobre essa bacia a Formação Barreiras. Na área de estudo, aparecem as formações Beberibe/Itamaracá, Gramame e Barreiras. Esta última forma os Tabuleiros Litorâneos. Essas formações estão representadas na coluna estratigráfica (Figura 3.3).

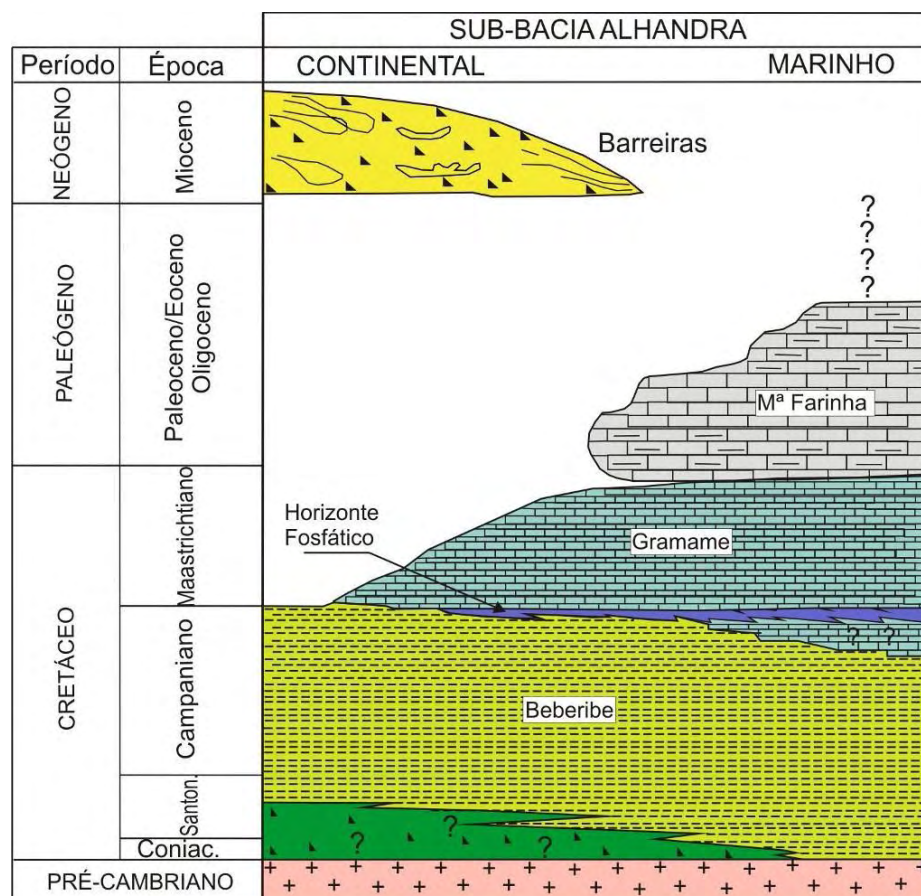


Figura 3.3 - Coluna estratigráfica esquemática da bacia Pernambuco-Paraíba no trecho da sub-bacia Alhandra. Salienta-se que a área de estudo não apresenta a Formação Maria Farinha (Modificado de BARBOSA et al., 2004).

As bacias marginais brasileiras se desenvolveram durante a evolução tectono-sedimentar da margem continental, que ocorreu simultaneamente aos eventos que levaram à

abertura do oceano Atlântico Sul. Esses eventos iniciaram-se no Jurássico a cerca de 180 milhões de anos e resultaram na ruptura do antigo supercontinente Gondwana, a partir de um sistema de fraturas tipo rifte, hoje marcado pela dorsal meso-oceânica, onde o assoalho oceânico continua em evolução (VILLWOCK et al., 2005). De acordo com Suguio (2010), os movimentos tectônicos no interior dessas bacias, embora acentuadamente arrecifados durante o Cretáceo e o Terciário, continuam ativos.

Diversas evidências de reativações tectônicas cenozoicas e inversões estruturais vêm sendo reconhecidas em áreas ao longo do litoral e no interior adjacente. Estudos recentes, estruturais, sedimentológicos e geocronológicos revelam que a porção oriental da Província Borborema, que corresponde à região de borda da Bacia Pernambuco-Paraíba, vem sofrendo sucessivos episódios de epirogênese, a partir do final do Cretáceo e, principalmente durante o Neógeno (MORAIS et al., 2005).

3.1.1 EMBASAMENTO CRISTALINO

A região Nordeste do Brasil apresenta um Embasamento Cristalino Pré-Cambriano deformado principalmente por zonas de cisalhamento, rodeado por bacias sedimentares formadas durante a separação entre a América do Sul e a África no Cretáceo e por unidades estratigráficas do Cenozoico (BEZERRA et al., 2001).

No estado da Paraíba, cerca de 80% do embasamento é formado, em sua maior parte, por rochas pré-cambrianas. Esse substrato pré-cambriano está incluído na Província Borborema, de idade meso a neoproterozoica, representada no estado pelos seguintes domínios geotectônicos: subprovíncia Rio Grande do Norte, que inclui os terrenos Granjeiro, Rio Piranhas e São José do Campestre e a faixa Seridó; subprovíncia Transversal, onde se reconhece a faixa Piancó-Alto Brígida e os terrenos Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe; e uma pequena porção da faixa Orós-Juaribe (BRASIL, 2002).

Os 20% restantes do estado são representados por uma pequena fração da bacia do Araripe e pelas bacias do Rio do Peixe e Pernambuco-Paraíba, de idade cretácea e ligadas à evolução Atlantiana da plataforma sulamericana, e por coberturas continentais paleógeno-neógenas continentais e por formações superficiais quaternárias (BRASIL, 2002).

A área de estudo encontra-se na subprovíncia Transversal, mais precisamente no Terreno Alto Moxotó, que se difere dos outros terrenos pela frequência de rochas antigas, arqueanas e paleoproterozoicas, e raridade de rochas neoproterozoicas, inclusive de granitos neoproterozoicos, que são abundantes em toda a Província Borborema. Este último fato, aliás, parece revelar a menor influência da deformação por cisalhamento transcorrente que caracteriza bem a orogênese Brasileira, característica essa, que se reflete no padrão aeromagnético e nos padrões gravimétricos desse terreno, em relação aos terrenos adjacentes (BRASIL, 2002).

3.1.2 FORMAÇÃO BEBERIBE/ITAMARACÁ

Concordando com Barbosa (2004), quando defende que para estabelecer o limite entre as formações Beberibe e Itamaracá ainda necessita de um critério que possa determinar o comportamento diferenciado dessas unidades estratigráficas, essa pesquisa adotou a sua caracterização conjugada, ou seja, Formação Beberibe/Itamaracá.

Segundo Brasil (2002), a denominação Beberibe/Itamaracá foi utilizada pela primeira vez por Kegel (1957) para designar o afloramento fossilífero das camadas microclásticas que ocorrem no vale do rio Beberibe. Atualmente, engloba toda a sequência clástica basal do Grupo Paraíba.

Conforme Petri e Fúlfaro (1988), essa formação assenta-se de forma discordante sobre o embasamento cristalino pré-cambriano e Leal e Sá (1998) afirma, baseado em estudos de poços tubulares na bacia Pernambuco-Paraíba, entre Recife e João Pessoa, que sua espessura média é de 230 a 280 m, com máximo de 360 m.

A idade da Formação Beberibe/Itamaracá, de acordo com Lima Filho et al. (2006), inicia-se no Coniaciano-Santoniano, com a porção mais carbonática (Itamaracá) ocupando o Campaniano e início do Maastrichtiano. Mabesoone (1972) considera que essa formação foi depositada num período de bastante estabilidade tectônica e, portanto, a causa dessa deposição está associada mais a uma ruptura do equilíbrio climático que do equilíbrio tectônico.

Segundo Mabesoone e Alheiros (1991), trata-se de uma sequência essencialmente arenosa, com uma espessura média de 200 m, em geral sem fósseis, 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.

Percebe-se, em subsuperfície, 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. Salienta-se que estes arenitos calcíferos representam uma fácies litorânea-marinha e aparecem apenas em subsuperfície (BRASIL, 2002).

Referindo-se a essa formação na sub-bacia de Alhandra, Brito Neves et al. (2009) declararam que foram encontrados, na maioria de suas exposições, arenitos brancos a muito brancos, médios a grossos, com grânulos mal selecionados, e com estratificação plano-paralela (predominante) pobremente desenvolvida, bancos de 0,5 até 2 m, sem grandes variações de fácies. A parte basal da unidade aflora esparsamente às margens de rios, tais como Sal Amargo, Papocas, Dois Rios, Mumbaba, entre outros, e está representada por um conglomerado monomítico a oligomítico, ou seja, clastos muito bem rolados de quartzo, quartzito e gnaisses de até 15 cm, suportados por matriz de natureza arenítico-arcoseana.

Mediante as condições climáticas e do intemperismo resultante da Zona da Mata nordestina, a distinção de afloramentos da Formação Beberibe/Itamaracá daqueles da Formação Barreiras sempre foi considerada um problema de mapeamento (BRITO NEVES et al., 2009). Essas Formações apresentam similaridades quanto aos processos genéticos, bem como, quanto aos sedimentos que mostram semelhanças textural e granulométrica, com grãos subangulosos e subarredondados e seleção, variando de moderada a fraca (BRASIL, 2002)

Na área de estudo, a Formação Beberibe/Itamaracá aflora nos vales dos rios Aterro, Taperubus, Papocas e Dois Rios e, também nos vales dos riachos do Calaço, dos Poços, Tabatinga, Camassari e Sal Amargo, (Figura 3.4). De acordo com Furrier (2007), esses afloramentos estão condicionados a vales fluviais que, por ação hidráulica, erodiu as formações sedimentares superiores, exumando essa formação.

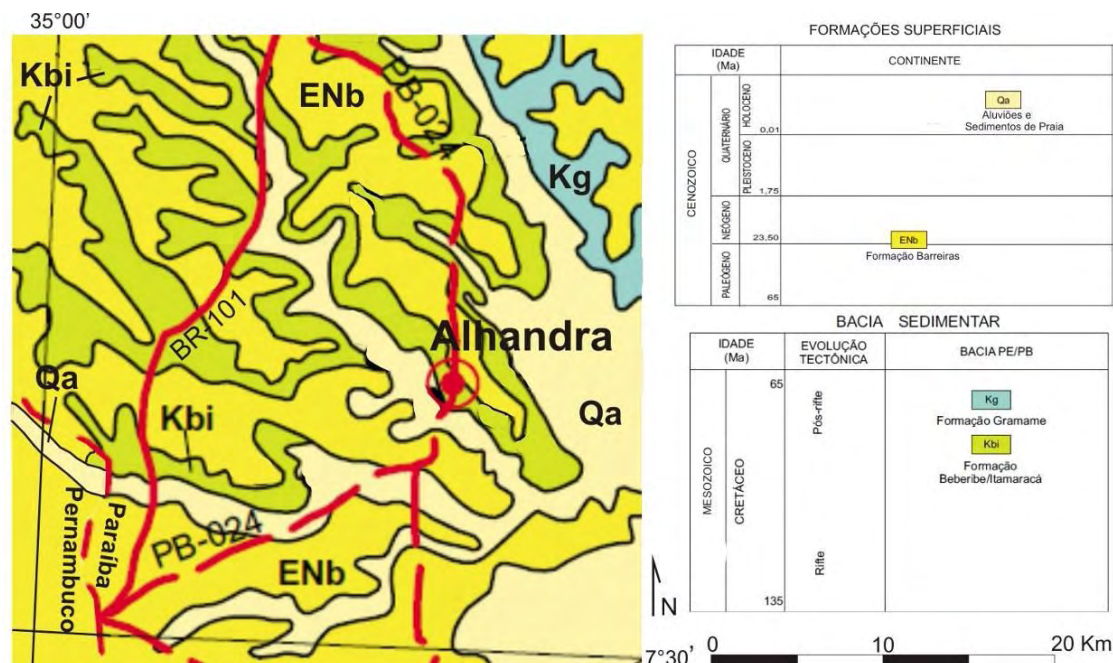


Figura 3.4 - Mapa Geológico da área de estudo (modificado de BRASIL, 2002).

Salienta-se que o Mapa Geológico (BRASIL, 2002), foi produzido em pequena escala (1:500.000) e, portanto, as Formações Gramame e Beberibe/Itamaracá encontram-se em proporções exageradas, não condizendo com as proporções diminutas verificadas em trabalhos de campo realizados para a execução desta pesquisa.

3.1.3 FORMAÇÃO GRAMAME

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 (BRASIL, 2002).

O desaparecimento brusco e completo dos elementos cretácicos dessa unidade litoestratigráfica, bem como a mudança gradual de litologia, de calcário margoso para calcário puro detrítico, que, provavelmente, reflete uma rápida regressão do mar, reaparecendo uma fácies litorânea, são feições que permitem separá-la da Formação Maria Farinha (TÁVORA e MIRANDA, 2004).

Mabesoone e Alheiros (1991) defendem que a Formação Gramame pode ser dividida em três fácies, ou seja, uma fácies basal, formada por calcarenitos e calcários arenosos, muito fossilíferos, que se interdigita com uma fácies média formada por fosforitos, sendo recobertas, no topo, por calcários biomicríticos argilosos, com uma fácies supramesolitoral, uma fosfática e uma marinha plena. 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.

Na área em estudo faz-se presente na margem esquerda do vale do rio Aterro, nas porções voltadas para a Depressão do Abiaí (Figura 3.4, página 38) e nas proximidades do Morro do Quilombo, às margens do rio Papocas, no extremo leste a aproximadamente 10 m de altitude, distando de 9 km a 10 km da linha de costa, conforme se verificou em trabalho de campo. Atenta-se que em Brasil (2002), não há registro dessa formação nessa região e esse afloramento provavelmente é resultado da erosão hídrica da Formação Barreiras que o exumou (Foto 3.1).



Foto 3.1 - Afloramento da Formação Gramame no extremo leste da área de estudo, distando aproximadamente 10 km da linha de costa (Foto: GILVONETE FREITAS, 2011).

3.1.4 FORMAÇÃO BARREIRAS

A Formação Barreiras ocorre ao longo da faixa costeira do Brasil, desde o estado do Amapá até o norte do estado do Rio de Janeiro, caracterizando-se pela ocorrência quase contínua e pela regularidade geomorfológica (ARAI, 2006). Apesar da grande extensão, seus depósitos ainda são pouco detalhados, tanto em relação às suas características sedimentares, quanto às suas características tectônicas. Essa unidade estratigráfica recobre depósitos sedimentares de diversas bacias marginais brasileiras.

Sua origem, considerada essencialmente continental, tem sido motivo de muitas discussões, pois trabalhos recentes vêm mostrando evidências incontestes de influência marinha, tanto de natureza paleontológica, como sedimentológica. Rossetti (1988), ao realizar estudos no nordeste do Pará, sugeriu que as rochas da Formação Barreiras teriam sido depositadas como leques aluviais, com provável influência de marés na porção mais distal do sistema. Arai et al. (1988), fundamentados na presença de gêneros de dinoflagelados e de restos quitinosos de microforaminíferos, na mesma área, confirmam a contribuição marinha nessa unidade.

Há, também, devido à ausência de fósseis, divergências quanto à sua datação, a qual tem sido atribuída ao intervalo de tempo, que varia do Mioceno até o Plioceno. Grande parte dessas idades, entretanto, foi vagamente inferida a partir de interpretações geomorfológicas e paleoclimáticas. Apenas, mais recentemente, estudos palinológicos e radiométricos apontam para uma idade miocênica (BEZERRA et al., 2001).

Essa unidade litoestratigráfica, que repousa discordantemente, de oeste para leste, sobre o embasamento cristalino Pré-Cambriano e sobre as rochas sedimentares cretáceas e paleogênicas da Bacia Marginal Pernambuco-Paraíba, é caracterizada pela presença de fácies típicas de um sistema fluvial entrelaçado e transicionais para leques aluviais e representa a evolução de um sistema fluvial construído em fortes gradientes e sob clima predominantemente árido, sujeito a oscilações (ALHEIROS et al., 1988).

Mabesoone e Alheiros (1988) descrevem o material sedimentar da Formação Barreiras como constituído por uma sequência de coloração variegada, onde predominam arenitos síltico-argilosos, com estratificação oblíqua e leitos horizontais, notando-se, também, a

presença de intercalações de níveis de argila e leitos conglomeráticos. Essa formação sobrepõe-se discordantemente tanto sobre rochas cristalinas pré-cambrianas, como sobre rochas cretáceas. Sua atual configuração topográfica é resultado do soerguimento epirogenético, ocorrido imediatamente à queda eustática e por deformações tectônicas e atuações climáticas ocorridas concomitantemente (Foto 3.2).

No estado da Paraíba, a Formação Barreiras aflora em uma extensa área na porção leste. Seus sedimentos provêm da ação do intemperismo sobre o embasamento cristalino, localizado mais para o interior do continente, especificamente das rochas cristalinas do Planalto da Borborema (BRASIL, 2002). Sua espessura, nesse estado é bastante variável, atingindo máximas entre 70 e 80 m (LEAL E SÁ, 1998).



Foto 3.2- Formação Barreiras no município de Alhandra - PB. Perceber sua coloração variegada (Foto: GILVONETE FREITAS).

3.1.5 QUATERNÁRIO/FORMAÇÕES SUPERFICIAIS/ALUVIÕES

No Brasil, os depósitos sedimentares quaternários estão, em grande parte, associados às bacias hidrográficas, que drenam bacias sedimentares homônimas, tais como, Amazonas,

Paraná e Parnaíba, ou às planícies litorâneas. Em geral, são representados por áreas superficiais planas e de baixas altitudes.

Suguio (1998) define aluvião como depósito fluvial detrítico arenoso, argiloso ou cascalhoso, de idade bem recente, ou seja, do Quaternário, que pode ser litificado com o tempo, transformando-se em rocha aluvial. De acordo com Guerra e Guerra (2009), esse material é arrancado das margens e das vertentes, sendo levados pelas águas dos rios, que o acumulam em bancos, constituindo os depósitos aluvionares.

Esses sedimentos, geralmente são oxidados devido às condições secas durante deposição e, por isso, fora dos deltas e estuários contêm pouca ou nenhuma matéria orgânica. Na área de estudo, estão presentes nos vales dos rios, entre os quais, Taperubus, Dois Rios, do Galo, Pitanga, Aterro e na porção sudeste nas planícies alagáveis (Figura 3.4, página 38).

3.2 GEOMORFOLOGIA

Os compartimentos geomorfológicos que se apresentam na área de estudo são: Baixos Tabuleiros Costeiros (Tabuleiros Litorâneos), planícies fluviais e terraços fluviais. Esses compartimentos foram identificados por meio da carta topográfica, bem como por intermédio dos trabalhos de campo.

3.2.1 BAIXOS TABULEIROS COSTEIROS (TABULEIROS LITORÂNEOS)

Tabuleiros Litorâneos são superfícies terciárias, que acompanham todo o litoral do Nordeste do Brasil, em área estimada de 8,42 milhões de hectares e estão esculpidos em grande parte sobre os sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras. Apresentam as seguintes características em comum: topografia plana a suave ondulada, sedimentar e de baixa altitude, com declividade média inferior a 10%; a superfície é superior a dez hectares, os solos são profundos, mas apresentam baixa fertilidade natural devido à lixiviação aliada à erosão (EMBRAPA/CPATC, 1994).

Segundo Brito Neves et al. (2004), a evolução geomorfológica dos Tabuleiros Litorâneos na região está relacionada a amplos arqueamentos e à sucessão de formação escalonada para o interior, de pediplanos, mas subordinada ao fator de paleoclimas.

Furrier et al. (2006) pesquisando os Tabuleiros Litorâneos concluíram que as características estruturais da área estão relacionadas às ações tectônicas cenozóicas. Estes autores postulam que a configuração atual resulta de uma complexa movimentação pretérita de blocos falhados que originam soerguimentos distintos e basculamentos.

Mineralogicamente, os sedimentos dos Tabuleiros Litorâneos são constituídos essencialmente de caulinita, quartzo e moscovita, associados a alguns minerais pesados como zircônio, anatásio e esfênio. Os feldspatos, quando presentes, geralmente são alterados em caulinita (pseudomorfos). Com relação à moscovita, esses minerais apresentam uma alteração crescente da base para o topo da formação (MABESOONE e ALHEIROS, 1988).

Os Tabuleiros Litorâneos ocorrem ao longo do litoral entre o Amapá e o Rio de Janeiro, de forma descontínua. Segundo Falcão (1976, apud LEAL e SÁ, 1998), as altitudes dessas unidades de relevo, entre Recife e Natal, variam entre 50 e 150 metros. Na área de estudo, o topo mais elevado está a 137 m acima do nível do mar.

3.2.2. PLANÍCIES FLUVIAIS OU DE INUNDAÇÃO

Planície pode ser definida como extensão de terreno mais ou menos plano onde os processos de agradação superam os de degradação. Nessas áreas, a topografia é caracterizada por apresentar superfícies pouco acidentadas, sem grandes desnivelamentos relativos. São superfícies modeladas em depósitos sedimentares delimitadas por aclives. Geomorfologicamente, não deve ser confundida com a forma topográfica plana de um peneplano ou de uma superfície de erosão (GUERRA; GUERRA, 2009).

As planícies de inundação ou fluviais, formadas pelas aluviões e por materiais variados depositados no canal fluvial ou fora dele, são popularmente conhecidas como várzeas e que constituem a forma mais comum de sedimentação fluvial podendo ser

encontradas nos rios de toda grandeza. Para ele essa denominação é apropriada porque, nas enchentes, toda essa área é inundada, tornando-se o leito do rio (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Na área em pesquisa, é muito comum a presença de planícies fluviais ou de inundação, principalmente na porção sudeste. Para Suguio (1998), essas planícies fazem parte do vale adjacente ao canal fluvial e são compostas por sedimentos depositados durante as enchentes, quando as águas transbordam para fora do canal principal. Esses sedimentos são mais finos que os do canal fluvial. Essa unidade morfoescultural pode estar dissecada pelo leito atual do rio, formando vários níveis de terraços fluviais.

3.2.3 TERRAÇOS FLUVIAIS

Os terraços fluviais representam antigas planícies de inundação que foram abandonadas. Quando os terraços são compostos por materiais relacionados à antiga planície de inundação, podem ser designados de terraços aluviais e situam-se em uma determinada altura acima do curso de água atual, que não são recobertos nem mesmo em época de cheias (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Sua gênese está ligada a dois períodos morfogenéticos fluviais distintos: um deles ligado à acumulação do material detrítico aluvial, na planície de inundação antepassada, e outro ao entalhamento do leito fluvial (aprofundamento do talvegue), que marca o fim do período anterior, abandonando a paleo-planície em um nível mais elevado, delimitando o terraço. Podem encontrar-se isolados e descontínuos na planície fluvial em virtude da migração contínua do canal e das ações erosivas a que estão expostos. (ZANCOPÉ, 2004).

De acordo com Suguio (1998), a borda do terraço fluvial é geralmente escarpada. O pesquisador também chama a atenção no sentido de que podem ocorrer vários tipos de terraço, assim, o mais alto em relação ao nível atual do rio corresponde ao mais antigo, tornando-se mais novos à medida que diminuem a altura. Essa feição é um forte indicador da evolução geomorfológica ou de eventos tectônicos de uma área. Ocorre nos vales dos riachos Tamanduá, Lava Mangaba, Acaís, entre outros.

3.3 PEDOLOGIA

A identificação dos solos existentes na área de estudo fez-se com base no Mapa Pedológico da Paraíba (2004) (Figura 3.5) e verificou-se a presença de quatro solos: Podzólico Vermelho Amarelo, Latosol, Solos Gley Distróficos e Podzol Hidromórfico. Vale ressaltar que, de acordo com o novo Sistema de Classificação de Solos elaborado pela Embrapa em 1999, essas nomenclaturas foram alteradas. Seguindo a ordem em que foram citados anteriormente, os solos receberam as seguintes denominações: Argissolos Vermelho-Amarelos, Latossolos Vermelho-Amarelos, Gleissolos e Espodossolos Hidromórficos (EMBRAPA, 2006). A pesquisa adotará as conversões feitas pela Embrapa (2006).

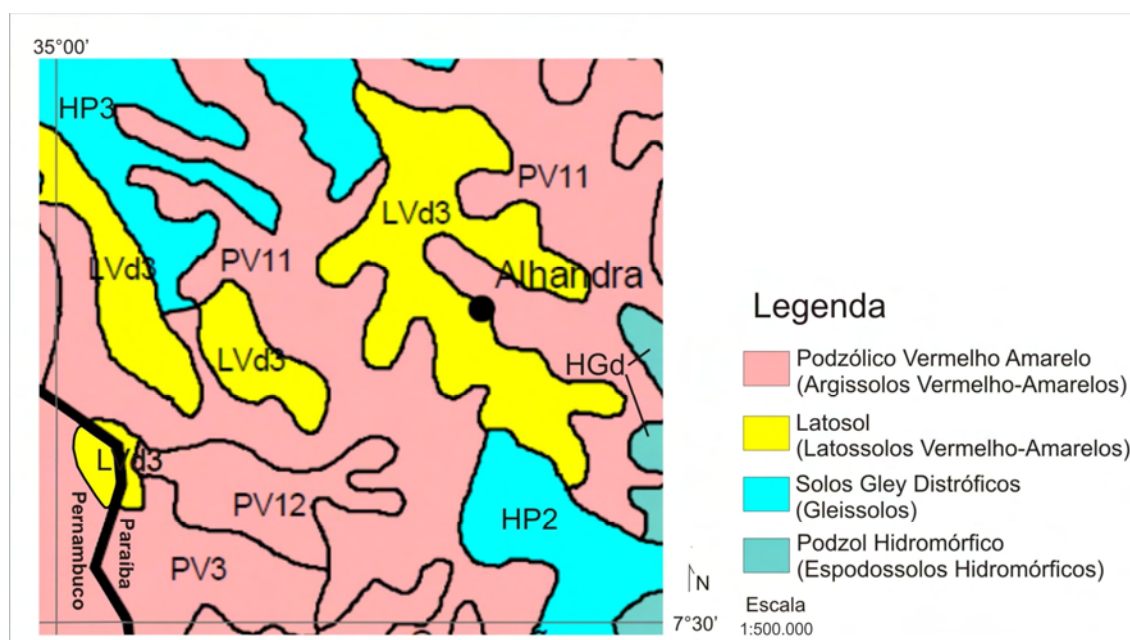


Figura 3.5 – Mapa Pedológico da área de estudo (modificado de PARAÍBA, 2004a). Legenda com correspondência às conversões feitas pela Embrapa (2006).

Considera-se importante destacar que o Mapa Pedológico (PARAÍBA, 2004a), apresenta informações desatualizadas, a exemplo das nomenclaturas dos solos, no qual ainda constam aquelas de acordo com a classificação americana. Portanto, fez-se necessária a conversão na legenda, de acordo com a Embrapa (2006). Outra informação que merece ser apontada é quanto às dimensões/localizações de cada tipo de solo, que, provavelmente, não apresentam precisão com o espaço real, devido ter sido confeccionado em escala pequena. Entretanto, sua utilização se fez necessária e válida, por ser o único material cartográfico disponível nessa temática englobando a área de estudo.

A Embrapa Solos esclarece que o solo classificado por essa instituição é uma coleção de corpos naturais, constituídos por partes sólidas, líquidas e gasosas, tridimensionais, dinâmicos, formados por materiais minerais e orgânicos, que ocupam a maior parte do manto superficial das extensões continentais da Terra; contêm matéria viva e podem ser vegetados na natureza onde ocorrem e, eventualmente, terem sido modificados por interferências humanas (EMBRAPA, 2006).

O relevo da área condiciona a distribuição dos solos. Assim sendo, os Argissolos Vermelho-Amarelos associado aos Latossolos Vermelho-Amarelos e aos Espodossolos Hidromórficos predominam sobre os Tabuleiros Litorâneos e os Gleissolos estão presentes nas planícies fluviais. As definições para esses solos de acordo com (EMBRAPA, 2006) são as seguintes:

Argissolos Vermelho-Amarelos – são solos constituídos por material mineral, que têm como características diferenciais a presença de horizonte B textural de argila de atividade baixa, ou alta conjugada com saturação por bases baixa ou caráter alítico. São forte a moderadamente ácidos. Apresentam profundidade variável, desde forte a imperfeitamente drenados, de cores avermelhadas ou amareladas e raramente brunadas ou acinzentadas. A textura varia de arenosa a argilosa no horizonte A e de média a muito argilosa no horizonte B textural (Bt). Esses solos predominam majoritariamente na área de estudo.

Latossolos Vermelho-Amarelos - solos constituídos por material mineral, originados das mais diversas espécies de rochas e sedimentos. Apresentam-se em avançado estágio de intemperização, muito evoluídos, como resultado de enérgicas transformações no material construtivo. Por isso, são destituídos de minerais primários ou secundários menos resistentes ao intemperismo. Normalmente, são muito profundos, sendo a espessura do solum raramente inferior a um metro e, em geral, ácidos. Ocorrem nos topos dos tabuleiros, nos municípios de Alhandra, Caaporã Pedras de Fogo na Paraíba e de Itambé em Pernambuco.

Espodossolos Hidromórficos – desenvolvidos, principalmente, de materiais arenoquartzosos, sob condições de elevada umidade, em clima tropical e subtropical, em relevo plano, suave ondulado, áreas de surgentes, abaciamientos e depressões. São solos, em geral, muito pobres em fertilidade, moderada a fortemente ácidos. A textura do solum é

predominantemente arenosa, sendo menos comumente média e raramente argilosa. Em suma, é um solo composto por material mineral.

Na área de estudo ocorrem no N-NW nas margens do rio Taperubus, do riacho dos Poços, do riacho Tabatinga e do riacho Sal Amargo; no SE estão presentes na Depressão do Abiaí, em planícies alagáveis, e às margens do rio Pitanga.

Gleissolos – comumente, desenvolvem-se em sedimentos recentes nas proximidades dos cursos de água e em materiais colúvio-aluviais sujeitos a condições de hidromorfia, podendo formar-se também em áreas de relevo plano e terraços fluviais, lacustres ou marinhos, ou, ainda, em materiais residuais em áreas abaciadas e depressões. São solos mal drenados, em condições naturais, apresentam o horizonte superficial com cores desde cinzenta a preta, espessura, normalmente, entre 10 e 50 cm e teores médios a altos de carbono orgânico.

3.4 CLIMA

As condições climáticas influenciam e são influenciadas constantemente pelos elementos da paisagem, como o relevo, a vegetação e a própria dinâmica da sociedade (AYOADE, 1996). A área desta pesquisa encontra-se inserida na mesorregião da Zona da Mata, que apresenta o clima classificado por Köppen como Tropical quente-úmido (As'), com as estações primavera/verão menos chuvosas e chuvas abundantes (média anual de 1200 a 1800 mm) estendendo-se de maio a agosto. A temperatura média é de 26 °C e a média das temperaturas mínimas, entre os meses de julho e agosto, em torno de 23 °C. A amplitude térmica anual chega a 5 °C e a umidade relativa do ar por volta de 80%.

A dinâmica climática de uma região depende dos sistemas atmosféricos, que nela atuam, os quais condicionam os diferentes tipos de tempo observados. Deve-se ressaltar que os principais sistemas atuantes no Nordeste do Brasil e, por conseguinte, na área de estudo são: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN's), as Linhas de Instabilidade, as Ondas Leste. (FERREIRA; MELO, 2005). Incluem-se, também, a Frente Polar Atlântica (FPA) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul

(ABREU, 1998). Além desses sistemas, atuam de forma anômala, os fenômenos El Niño, La Niña e o Dipolo do Atlântico.

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é uma extensa região de convergência dos ventos alísios de nordeste, oriundos do sistema de alta pressão ou anticiclone subtropical do hemisfério norte e dos ventos alísios de sudeste, provenientes da alta pressão subtropical do hemisfério sul, caracterizada por movimentos ascendentes, baixas pressões, uma banda de nebulosidade e chuvas no sentido leste-oeste aproximadamente (MOLION; BERNARDO, 2002).

A ZCIT é o fator mais importante na determinação de quão abundantes ou deficientes serão as chuvas no setor norte do Nordeste do Brasil. Normalmente, ela migra sazonalmente de sua posição mais ao norte, aproximadamente 14° N em agosto-outubro para posições mais ao sul, aproximadamente 2° a 4° S entre fevereiro e abril. Esse deslocamento da ZCIT está relacionado aos padrões da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) sobre essa bacia do oceano Atlântico Tropical (UVO, 1989 apud FERREIRA; MELLO, 2005).

Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN's), que penetram na região Nordeste do Brasil, formam-se no oceano Atlântico, principalmente entre os meses de novembro e março, sendo mais frequente entre os meses de janeiro e fevereiro. Seu percurso, normalmente, é de leste e o tempo de duração desses sistemas varia em média, entre 7 a 10 dias. Os VCANs são um conjunto de nuvens, que têm a forma aproximada de um círculo, girando no sentido horário. Na sua periferia, formam-se nuvens causadoras de chuva e, no centro, há movimentos de ar de cima para baixo (subsistência), aumentando a pressão e inibindo a formação de nuvens (FERREIRA; MELLO, 2005).

As Linhas de Instabilidade (LI) são um aglomerado de nuvens do tipo cumulus, disposto em forma de linhas e que causam chuvas. Sua formação se dá basicamente em função da grande quantidade de radiação solar incidente sobre a região tropical propiciando o desenvolvimento das nuvens cumulus, que atingem um número maior à tarde e início da noite, quando a convecção é máxima, com consequentes chuvas. Outro fator que contribui para o incremento das LI, principalmente nos meses de fevereiro e março, é a proximidade da ZCIT (FERREIRA; MELLO, 2005).

As Ondas de Leste se formam no campo de pressão atmosférica, na faixa tropical do globo terrestre, na área de influência dos ventos alísios e se deslocam de leste para oeste, ou seja, desde a costa da África até o litoral leste do Brasil. Esse sistema provoca chuvas principalmente na Zona da Mata, que se estende desde o Recôncavo Baiano até o litoral do Rio Grande do Norte (FERREIRA; MELLO, 2005).

Segundo Xavier (2001), a intensificação das Ondas de Leste pode acontecer em função da presença de massas de ar carregadas de umidade formadas sobre o Atlântico Sul (entre a linha do equador e o paralelo 20° sul), principalmente quando o mar apresenta anomalias positivas de temperatura. Também deve contribuir um possível aumento da componente zonal do vento sobre o Atlântico nessas latitudes.

O território brasileiro sofre a influência de frentes frias durante todo o ano. Estas conhecidas como Frente Polar Atlântica (FPA), que se originam, principalmente, no Pacífico Sul. Elas atravessam os Andes no sul do continente e, devido aos efeitos da rotação do Planeta e da presença da Cordilheira, deslocam-se em relação à linha do Equador com sua orientação noroeste/sudeste. Assim, elas atingem o litoral leste do Nordeste (ABREU; 1998).

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é uma faixa de nebulosidade convectiva que se estende comumente desde o sul da Amazônia até o oceano Atlântico Subtropical. Caracteriza-se principalmente pela estacionaridade da banda de nebulosidade por vários dias e a consequente alteração do regime de chuvas nas regiões afetadas, com a manutenção de chuvas por vários dias (QUADRO, 1994).

A ZCAS é formada pela associação entre a FPA e a convecção tropical, principalmente proveniente da região amazônica. Ela apresenta uma banda de nebulosidade orientada noroeste-sudeste que é observada tanto nos dados de precipitação, quanto nas imagens de satélites meteorológicos e nas observações de Radiação de Onda Longa emitida para o espaço (QUADRO, 1994).

Durante um episódio de ZCAS chove continuamente e a temperatura tende a cair. Isto pode ocorrer devido a presença contínua das nuvens (estratos, estratocumulus e cumulonimbus) que impedem a insolação de atingir a superfície ou, da FPA. Um dos indícios do

enfraquecimento da ZCAS é a entrada de ar frio vindo do sul do continente, que se manifesta até próximo à superfície (ABREU, 1998).

O El Niño é um fenômeno atmosférico-oceânico correspondente a um aquecimento anormal das águas do Oceano Pacífico Equatorial, com enfraquecimento dos ventos alísios e diminuição das águas mais frias, que afloram próximo à costa oeste da América do Sul. A La Niña, ao contrário, representa um fenômeno oceânico-atmosférico caracterizado pelo resfriamento anormal nas águas superficiais do mesmo oceano e a intensificação dos ventos alísios, resultando em águas adjacentes à costa oeste da América do Sul mais frias, devido à intensificação do movimento de ressurgência (INPE, 2008).

No Nordeste do Brasil, em anos de El Niño, as secas são severas, principalmente quando esse fenômeno está associado com o Dipolo Positivo do Atlântico, que é a diferença entre a anomalia da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) na bacia do Atlântico norte e oceano Atlântico sul, enquanto que, sob a influência do fenômeno La Niña associado com o Dipolo Negativo do Atlântico, as condições climáticas são inversas, ou seja, com chuvas abundantes (FERREIRA; MELLO, 2005).

A dinâmica climática, principalmente no que se refere à concentração dos altos índices pluviométricos nas estações outono/inverno, aliada às ações antrópicas, tais como os desmatamentos deixando os solos desnudos, bem como os cultivos em locais impróprios, desencadeiam agravamentos ambientais, favorecendo os processos erosivos, que ocasionam as feições erosivas (sulcos, ravinas e voçorocas), a exemplo do que ocorre na vertente direita do riacho Tamanduá (Foto 3.3); bem como os movimentos de massa, em particular nas porções cujas declividades são mais acentuadas, como foi observado no vale do riacho Tabatinga (Foto 3.4), onde, em alguns pontos são superiores a 30%.

Com relação aos solos, as altas temperaturas e a intensidade das chuvas, características das regiões tropicais úmidas, como aquela em que se desenvolve esta pesquisa, promovem o intemperismo, tornando os solos profundos e com minerais bem alterados em relação aos da rocha matriz, ou seja, os minerais primários (silício, ferro, alumínio) são transformados em secundários (oxi-hidróxido de ferro e alumínio e caolinita, quando a sílica não foi totalmente lixiviada). A alta pluviosidade, também, causa a lixiviação de elementos químicos mais solúveis, tais como o nitrogênio, fósforo potássio e magnésio. Por isso, esses solos são pobres

em nutrientes e, por conseguinte, apresentam baixa fertilidade natural, necessitando, constantemente, de adubação.



Foto 3.3-Feição erosiva (ravina) na vertente direita do riacho Tamanduá com declividade entre 12-30% (Foto: GILVONETE FREITAS, 2011).



Foto 3.4 - Plantação de cana-de-açúcar no vale do riacho Tabatinga. Notar movimento de massa na vertente que em alguns pontos é superior a 30% (Foto: MAX FURRIER, 2010).

3.5 VEGETAÇÃO E OCUPAÇÃO E USO DA TERRA

3.5.1 FORMAÇÕES VEGETAIS

Conforme se têm revelado em estudos antracológicos recentes, os ecossistemas costeiros são fortemente dependentes dos fatores edáficos e, portanto, pouco influenciados pelas oscilações climáticas. Assim, julga-se que as formações costeiras, onde o componente edáfico é determinante, são muito menos afetadas pelas mudanças climáticas e que o registro desses eventos é atenuado no litoral (SCHEEL-YBERT, 2000).

Scheel-Ybert (2000) relata que, em reconstituição do paleoambiente vegetal na zona costeira do litoral do Rio de Janeiro e de Santa Catarina, apontou que as formações vegetais existentes, durante o Holoceno superior, eram as mesmas que existem atualmente e, que, provavelmente, só começaram a sofrer uma alteração significativa a partir do período colonial e, atualmente, com o advento do turismo.

Reportando-se às ilhas de vegetação exótica existentes no interior das áreas *core* dos diferentes domínios morfoclimáticos e geobotânicos, Ab'Sáber (2003) diz que a explicação para tal ocorrência deve-se à existência local de fatores de exceção, de ordem litológica, hidrológica, topográfica e paleobotânica. Relata, ainda, que esses pequenos quadros de exceção exemplificam a ocorrência de condições ecológicas constituídas por complexos de convergência.

Dentre os complexos de convergência, Ab'Sáber (2003) faz referência às manchas de cerrados relictos no interior das caatingas e matas, o que se atribui a redutos de ecossistemas pretéritos espacialmente mais desenvolvidos. Desse modo, esses redutos se diferenciam ou se misturam, formando mosaicos como se atesta nesta pesquisa, em que o cerrado se intercala com as áreas de mata e com as outras formações vegetais existentes, percebendo, muitas vezes, a migração daquela vegetação para onde a mata foi devastada.

As formações vegetais presentes no local desta pesquisa são a Floresta Ombrófila Densa (Floresta Pluvial Tropical), a Floresta Densa Aluvial (Floresta Ciliar), a Floresta

Ombrófila Densa das Terras Baixas, Savana Florestada (Cerradão) e a vegetação com influência fluvial (comunidades aluviais).

A Floresta Ombrófila Densa (Floresta Pluvial Tropical) corresponde a um tipo de vegetação, que se diferencia de outras classes de formações por ser caracterizado por fanerófitos em função das subformas de vida macro e mesofanerófitos, bem como de lianas lenhosas e epífitas em grande quantidade (Foto 3.5a) (VELOSO et al., 1991).

Veloso et al. (1991) destacam que a característica ombrotérmica dessa formação vegetal está diretamente relacionada a fatores climáticos tropicais de elevadas temperaturas com médias em torno de 25° e de alta precipitação bem distribuída durante o ano, apresentando de 0 a 60 dias secos; assim, não apresenta um período biologicamente seco.

Conti e Furlan (2003) descrevem essa formação vegetal da seguinte forma: apresenta uma cobertura vegetal com densa vegetação arbórea, sinúsias subaéreas e arbustivas relativamente densas, herbáceas e rasteiras. As árvores são altas, com mais de 30 metros, e os troncos grossos, apresentando lianas e várias espécies de epífitas nos setores mais úmidos. Entre as espécies estão jequitibás (*Cariniana legalis*), cedros (*Cedrela odorata*), jacarandá (*Plathmenia reticulata*), pau-d'arco (*Tabebuia chrysotricha*) e pau-ferro (*Dialium guianensis*).

A Floresta Densa Aluvial corresponde à formação ribeirinha ou Floresta Ciliar, que se apresenta ao longo dos cursos de água, recobrando os terraços antigos das planícies quaternárias. É composta por macro, meso e microfanerófitos, que se caracterizam, no geral, pelo crescimento rápido, casca lisa, tronco cônico e raízes tabulares. Verifica a presença de muitas palmeiras no estrato dominado e na submata, apresentando, ainda, muitas lianas lenhosas e herbáceas, além de bastante epífitas e poucas parasitas. (VELOSO et al., 1991).

Segundo os autores anteriormente citados, a Floresta Densa Aluvial, quando em estado de conservação, apresenta o estrato superior uniforme, mas, por causa da exploração madeireira a sua fisionomia torna-se bastante aberta. A área em estudo é um testemunho dessa afirmação. Percebe-se que há pouca representatividade dessa formação em todo o espaço averiguado, pode-se dizer que, apenas, remanescentes (Foto 3.5b).



Foto 3.5a – Remanescentes da Floresta Ombrófila Densa no vale do riacho do Buraco, envoltos por agricultura (Foto: MARQUILENE SANTOS, 2011). **Foto 3.5b** – Remanescentes da Floresta Densa Aluvial (Floresta Ciliar) às margens do rio Taperubus, próximo à PB 32 (Foto: GILVONETE FREITAS, 2010).

A Floresta Ombrófila Densa das Terras Baixas apresenta-se nas planícies costeiras capeadas por tabuleiros pliopleistocênicos da Formação Barreiras. Estende-se desde a Amazônia, transcorrendo por todo o Nordeste e aproxima-se do rio São João no Rio de Janeiro. Os tabuleiros apresentam uma florística típica caracterizada por ecótipos dos gêneros *Ficus*, *Alchornea*, *Tabebuia* e pela ochloespécie *Tapirira guianenses* (VELOSO et al., 1991). Constitui-se de vegetação de grande porte (20-30 m) que praticamente foi extinta pelo desmatamento. As espécies mais encontradas são o visgueiro (*Parkia pendula* (Willd) Benth. ex Walp.), sapucaia (*Lecythis pisonis*), Camaçari (*Caraipa densifolia*), murici (*B. Crassifolia* L. Rich) e embaúba (*Cecropia pachystachya*).

Savana Florestada (Cerradão) é um subgrupo da Savana (Cerrado), sendo que o termo Savana é adotado como prioritário e Cerrado como sinônimo regionalista, devido à fitofisionomia ecológica ser homóloga à da Ásia e à da África. Trata-se de uma formação com fisionomia típica e característica, restrita a áreas areníticas lixiviadas com solos profundos, ocorrendo em clima tropical eminentemente sazonal (VELOSO et al., 1991).

Segundo Veloso et al. (1991), essa vegetação apresenta sinúsias lenhosas de micro e nanofanerófitos tortuosos com ramificação irregular, providos de macrófitos esclerófilos perenes ou semidecíduos, ritidoma esfoliado corticoso rígido ou córtex maciamente suberoso, com órgãos de reserva subterrâneo ou xilopódio. Apresenta relvado hemicriptofítico, de permeio com plantas lenhosas raquíticas e palmeiras anãs, ausentando-se sinúsia nítida de caméfitos (Foto 3.5c).

Vegetação com influência fluvial (comunidades aluviais) são as comunidades vegetais das planícies aluviais, que ocorrem devido às cheias dos rios nas épocas chuvosas, ou ainda, das depressões alagáveis todos os anos. De acordo com a quantidade de água empoçada e do tempo que permanece na área, as comunidades vegetais vão desde a pantanosa criptofítica (hidrófitos) (Foto 3.5d) até os terraços alagáveis temporariamente dos terófitos, geófitos e caméfitos (VELOSO et al., 1991).



Foto 3.5c – Savana Florestada (Cerradão) em topos de tabuleiros sobre os Espodossolos Hidromórficos (Foto: MARQUILENE SANTOS, 2011). **Foto 3.5d** – Vegetação de influência fluvial na planície alagável às margens do riacho Acaís (Foto: GILVONETE FREITAS, 2010).

3.5.2 A RECENTE OCUPAÇÃO E USO DA TERRA

No início da década de 70 (século XX), a produção da cana-de-açúcar se desenvolvia em grandes propriedades situadas nas várzeas dos rios, enquanto que, nos Tabuleiros Litorâneos, os pequenos produtores cultivam a policultura alimentar em associação com o coco-da-baía. Porém, esse quadro foi alterado a partir do processo de modernização da agricultura, que ocorreu, ainda, nessa mesma década, substituindo as culturas alimentares e de matéria-prima destinadas ao mercado interno, bem como da vegetação pela monocultura da cana-de-açúcar e/ou pelo pasto plantado (MOREIRA; TARGINO, 1997).

De acordo Moreira e Targino (1997), a expansão da plantação da cana-de-açúcar no estado da Paraíba, de modo que atingiu os tabuleiros litorâneos, considerados como limites naturais em função, principalmente, da baixa fertilidade natural dos seus solos, ocorreu a partir dos incentivos do Programa Nacional do Álcool (PROÁLCOOL) em meados da década de 70 (século XX), os quais se destinavam à produção agrícola e, também, industrial. Antes,

essa cultura se limitava às áreas úmidas do Brejo e às várzeas mais largas do Litoral. As áreas estuarinas e os trechos de domínio de tabuleiro eram ocupados por vegetação de mangue e pela vegetação de mata e de cerrado de tabuleiros, apresentando manchas de culturas alimentares e comerciais.

Os municípios do litoral da Paraíba que mais se sobressaíram na expansão da cana-de-açúcar foram aqueles que compõem a franja litorânea: Mataraca, Rio Tinto, Lucena, João Pessoa, Conde, Alhandra, Pitimbu e Caaporã. Os três últimos compõem a área de estudo, juntamente com Pedras de Fogo, que, em 1970, já se destacava como um dos municípios de concentração da cultura canavieira (MOREIRA; TARGINO, 1997). Os municípios de Goiana e Itambé em Pernambuco, que têm frações dos seus territórios inseridos nesta pesquisa, também têm a base econômica sustentada na cultura da cana-de-açúcar e, assim, como toda a Zona da Mata nordestina sofreram a influência do PROÁLCOOL.

Mesmo com a extinção do PROÁLCOOL, a cana-de-açúcar continua a ser produzida em larga escala no litoral paraibano e pernambucano, sendo, contemporaneamente, a cultura dominante na área de estudo. Ao lado das culturas temporárias e permanentes, bem como das pastagens plantadas e ou naturais, ocupam grandes extensões dos tabuleiros, das várzeas e até mesmo de locais impróprios, a exemplo das vertentes com declividades acentuadas. Desse modo, a vegetação natural está totalmente descaracterizada, em particular a Floresta Ombrófila Densa (Floresta Pluvial Tropical), que está reduzida a alguns remanescentes situados em alguns vales fluviais e em vertentes mais abruptas, onde dificulta a mecanização e os cultivos tornam-se inviáveis.

3.6 HIDROGRAFIA

Etmologicamente, a hidrografia é a parte de geografia física que estuda as águas correntes, águas paradas, águas oceânicas e as águas subterrâneas, ou seja, é o estudo do elemento líquido como os rios, lagos, lagoas, oceanos, mares, aquíferos (GUERRA; GUERRA, 2009).

A área em estudo apresenta uma vasta rede hidrográfica (Figura 3.6), caracterizada por rios, riachos e diversos córregos, os quais são componentes da bacia hidrográfica do rio Abiaí

e tornam-se perenes após penetrarem os terrenos sedimentares da bacia costeira em que as inúmeras fontes e ressurgências dos aquíferos alimentam a rede hidrográfica regional. Registra-se, também, a presença de lagos de várzeas, principalmente onde a altitude varia de 2 a 40 m, sendo que os de maiores áreas localizam-se ao sudeste, na Depressão do Abiaí, depressão essa, para onde convergem todos os cursos de água mencionados (PARAÍBA, 2004b).

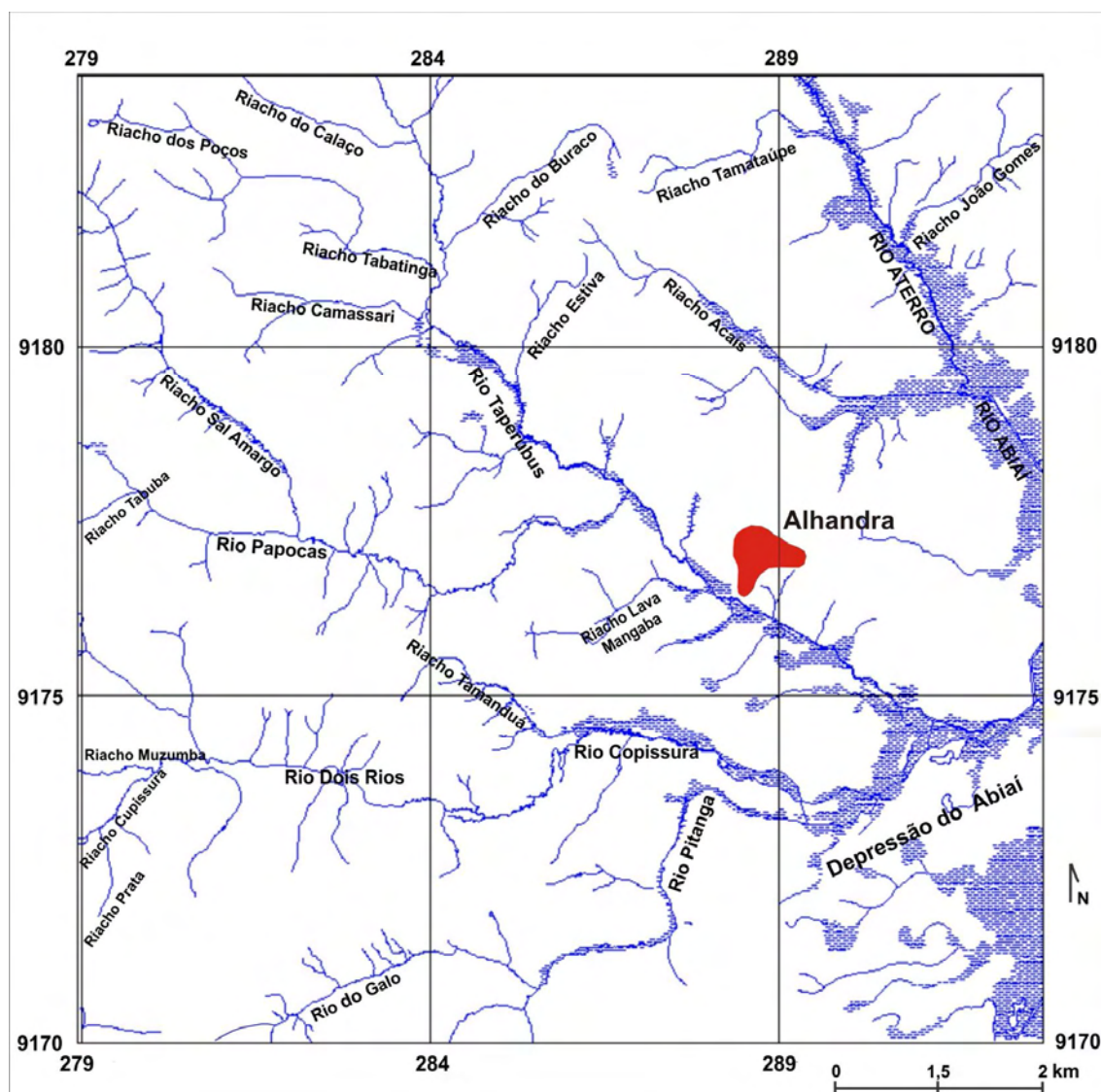


Figura 3 6 – Rede hidrográfica da área de estudo (Org.: GILVONETE FREITAS).

Convém explicitar que as nascentes (cabeceiras) dos cursos fluviais mais extensos, como é o caso do rio Papocas e do rio Taperubus, não se encontram no espaço dessa pesquisa,

portanto, as bacias hidrográficas presentes são consideradas de pequena área, as quais têm como curso principal o rio do Galo e riachos, entre os quais o riacho do Buraco, do Acaís e o Camassari.

Quanto à drenagem, é do tipo endorreica, isto é, interna e não possui escoamento até o mar. A exceção é o curso do rio Abiaí, com um trecho de 1,25 dos 28,2 km de sua extensão total, o qual desemboca no oceano Atlântico, constituindo, então, uma drenagem exorreica. Surge como seu afluente, à margem direita, o riacho Acaís com uma extensão de 5,4 km. O padrão predominante é o retangular, ocorrendo, também, com certa frequência, a drenagem dendrítica. Apresenta-se pouco ramificada, no geral, com canais de primeira, segunda e terceira ordem, conforme classificação de Strahler (1952, apud CHRISTOFOLETTI, 1980). Com relação ao índice de densidade é considerado baixo, apenas $1,03 \text{ km/km}^2$.

Dentre os rios que se destacam, está o Taperubus com uma extensão total de aproximadamente 15,5 km, em que 9 km estão na área dessa pesquisa e apresenta orientação NW-SE; Esse rio se apresenta como o manancial que abastece o município de Alhandra - PB; seus principais afluentes com respectivas extensões são: o riacho do Buraco (3,5 km) e o riacho Estiva (2,7), à margem esquerda; o riacho do Calaço (2,8 km), o riacho Camassari (3,2 km) e o riacho Tabatinga (2,4 km), que tem como afluente o riacho dos Poços (2,4 km), à margem direita.

O rio Taperubus, que, na área de estudo, surge no município de Pedras de Fogo - PB e segue seu curso limitando os municípios de Alhandra e Caaporã, igualmente localizados na Paraíba, é um dos principais afluentes da margem esquerda do rio Papocas, cuja nascente encontra-se no povoado de Riacho Preto no município de Pedras de Fogo. Sua extensão é de 27,9 km, sendo que, 21,4 km, aproximadamente, encontram-se inseridos na Folha Alhandra.

Ainda, na sua margem esquerda, o rio Papocas recebe contribuições do riacho Sal Amargo, cujo trecho é de 7,1 km de extensão, localizado no município de Pedras de Fogo - e, também, de córregos sem denominações, presentes nos municípios de Caaporã e Alhandra. Na sua margem direita, os principais afluentes são o rio Pitanga (10,8 km), o riacho Lava Mangaba (3,4 km) e o rio Cupissura (7 km), cujo afluente principal é o riacho Tamanduá (2,6 km), todos em Caaporã. Ressalva-se que as extensões dos rios Pitanga e Cupissura correspondem apenas ao trecho da área em estudo.

Ao nordeste, no município de Alhandra, encontra-se um trecho do rio Aterro, equivalente a 5,2 km; esse rio caracteriza-se por apresentar o curso retilíneo. À margem esquerda, tem como afluente o riacho João Gomes com um trecho de 2,7 km e, à margem direita, o riacho Tamataúpe com extensão total de 4,4 km na área de estudo, além de alguns córregos sem denominação.

Além dos trechos fluviais já citados, podem-se grifar, ainda, o rio Dois Rios e o rio do Galo. O rio Dois Rios localizado ao sudoeste, cuja orientação é de W-L, forma-se a partir da confluência dos riachos Muzumba e Cupissura no município de Itambé – PE e se estende por aproximadamente 8,4 km; seus afluentes são córregos e riachos sem designações; o mais extenso tem 2,8 km e está localizado na sua margem direita.

O rio do Galo estende-se por 5,6 km no extremo sul-sudoeste, seus afluentes são pequenos córregos sem denominações; o mais extenso tem, somente, 0,8 km de extensão. Esse rio, que é afluente do Pitanga, chama a atenção por se apresentar fortemente entalhado e com drenagem assimétrica, apresentando na margem direita apenas um afluente e subafluentes, bem próximo à cabeceira. Quanto ao rio Pitanga, destaca-se pelas várias inflexões súbitas que ocorrem ao longo do seu curso.

Vale salientar que os cursos fluviais, são aproveitados para o consumo humano, como é o caso do rio Taperubus, que abastece o município de Alhandra; para a dessedentação dos animais e, também, para o desenvolvimento dos projetos de irrigação de dependência particular. Dentre esses cursos utilizados com essa finalidade, pode-se citar os riachos Sal Amargo, João Gomes, Cupissura, Acaís Tamataúpe e os rios do Galo, Taperubus e Aterro (PARAÍBA, 2004b).

O desenvolvimento das atividades antrópicas tem gerado uma série de conflitos no que diz respeito à degradação ambiental e social, a exemplo dos cursos fluviais que se encontram assoreados, principalmente, devido à devastação das suas matas ciliares, bem como poluídos, em função do uso intenso de agrotóxicos, acarretando danos à saúde da população (PARAÍBA, 2004b).

4 FUNDAMENTOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS

A metodologia, entendida como o conjunto de métodos, regras e postulados, é de total importância para a pesquisa, porque se traduz na organização do pensamento reflexivo-investigativo durante todo o processo, direcionando o foco e iluminando a realidade a ser estudada, despertando, assim, a dúvida no pesquisador que deve buscar com empenho a “verdade.”

A hipótese é a suposição de uma causa ou de uma lei destinada a explicar provisoriamente um fenômeno, até que os fatos venham contradizê-la ou afirmá-la. Tem sua função prática de orientar o pesquisador, dirigindo-o na direção da causa provável, ou da lei que se procura. Deve ser sugerida e verificável pelos fatos e não deve ser absurda. Isso não quer dizer que não possa contradizer outras hipóteses anteriormente admitidas, ao contrário o progresso da ciência consiste, muitas vezes, na substituição de teorias antigas por novas hipóteses (RAMPAZZO, 2005).

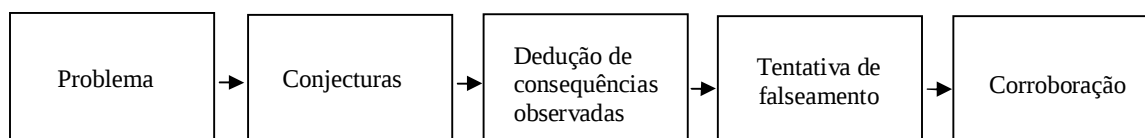
Gilbert (1985, apud VITTE, 2010) afirmou que, quando o investigador procura descobrir a origem de um fato ou um grupo de fatos, cuja origem ou sua causa é desconhecida, sua primeira atitude é conjecturar, ou seja, constrói uma hipótese. Então passa a testar a hipótese. Para Gilbert, o método da hipótese encontra suas explicações da natureza inteiramente em fatos observados (VITTE, 2010). Esta pesquisa está calcada na hipótese de que o relevo e o arranjo da rede de drenagem da área em estudo sofrem influência de controle estrutural, da ação tectônica cenozóica, dos fatores climáticos e antrópicos.

Peirce (apud VITTE, 2010) propõe um método científico original no qual a Geomorfologia e a Geologia oferecem inúmeros exemplos: a reverência ao trabalho de campo, uma humildade perante os fatos da natureza, um esforço contínuo para discriminar o fenômeno observado a partir da inferência do observador sobre eles, uma inclinação para propor hipóteses e uma predisposição para abandoná-las quando suas consequências são contestadas pela realidade.

O método que fundamenta este trabalho é o hipotético-dedutivo, que foi definido por Karl Popper (apud GIL, 2008) a partir de críticas à indução, que, no seu entender, não se

justifica, pois o salto indutivo de “alguns” para “todos” exigiria que a observação de fatos isolados atingisse o infinito, o que nunca poderia acontecer, por maior que fosse a quantidade de fatos observados.

Segundo Gil (2008), o método hipotético-dedutivo pode ser apresentado a partir do seguinte esquema:



O problema surge quando os conhecimentos são insuficientes para a explicação de um fenômeno. Para explicar a dificuldade expressa no problema, são formuladas conjecturas ou hipóteses e, a partir dessas, deduzem-se as consequências, que deverão ser testadas ou falseadas. Enquanto o método dedutivo procura-se a todo custo confirmar a hipótese, no método hipotético-dedutivo, ao contrário, procuram-se evidências empíricas para derrubá-la. Quando não se consegue demonstrar qualquer caso concreto capaz de falsear a hipótese, tem a sua corroboração, que não excede o nível do provisório (GIL, 2008).

Considerando que o relevo tem uma relação de interdependência com os demais elementos do meio físico, será feita uma abordagem sistêmica. Tricart (1977) define sistema como um conjunto de fenômenos, que se processam mediante fluxos de matérias e energia. Esses fluxos originam relações de dependência entre os fenômenos. Nesse sentido, Cunha (2001) defende que a Teoria Geral dos Sistemas é de suma importância para a Geomorfologia e afirma que é impossível compreender o relevo sem considerar os fluxos de matéria e energia responsáveis por sua gênese e esculturação.

Com relação à pesquisa geomorfológica, Ross (1992) esclarece que existe uma diferença perceptível entre metodologia e as técnicas para execução do trabalho. A metodologia está relacionada à fundamentação teórica e direciona a pesquisa, enquanto as técnicas são os meios para gerar trabalhos e atingir os objetivos, ou seja, a metodologia é o caminho a seguir, enquanto que as técnicas são as ferramentas para a execução das tarefas da pesquisa.

Esta pesquisa está normatizada de acordo com Oliveira e Sígolo (2005) que, objetivando facilitar a padronização dos trabalhos acadêmicos, elaboraram um manual fundamentado nas técnicas da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT). Também encontra-se estruturada segundo os quatro níveis descritos por Libault (1971) com a finalidade de sistematizar a pesquisa geográfica, os quais são considerados como clássicos. Vale ressaltar que a sua demarcação não é nítida, isto é, há interferências de um nível para o outro. Os níveis são: nível compilatório, nível correlatório, nível semântico e nível normativo.

O nível compilatório, em sua consideração inicial, acompanha a ordem histórica; é lógico, pois nenhuma ciência pode se apoiar apenas em bases imaginárias. Desde o início, a pesquisa deve acompanhar a organização racional, que será considerada durante toda a evolução. Com essa visão, o primeiro passo é a coleta de dados, os quais devem ter credibilidade e serem representativos e, durante a coleta, deve-se pensar em padrões que influenciarão em sua análise posterior: comparabilidade, defasagem e homogeneidade.

As comparações são realizadas no nível correlatório e, nesse momento da pesquisa, o conjunto dos dados necessários já deve estar completo. Entretanto, deve-se entender que nem todos os dados têm o mesmo grau de fidedignidade; os dados devem ser homogêneos e comparáveis; a princípio, a coleta dos dados implica em uma certa ordem, em geral geográfica e, posteriormente, a ordem cronológica. É importante analisar se os dados e/ou resultados das comparações são significativos ou não.

O nível semântico deve ser estudado para cada caso particular, diferentemente dos precedentes, que podem se contentar com métodos gerais. Nesse nível, solidifica-se a metodologia propriamente geográfica pesquisada desde o início. Trata-se de localizar com exatidão os problemas parciais, de modo a organizar seus elementos dentro de um problema global. É a fase caracterizada pela transformação das constatações anteriores e de se efetuar a generalização, ou seja, a inclusão, a restrição ou a exclusão.

No nível normativo, traduzem-se os resultados fatoriais em normas aproveitáveis, seja para sustentar a estrutura geral da ciência geográfica, seja para quantificar uma proposição aberta regional. Diz respeito à estruturação de um modelo (padrão) e submodelos. O modelo pode ser da realidade, prospectivo, de simulação, de planejamento, de ambientação, entre outros.

4.1 GEOMORFOLOGIA E CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA

A geomorfologia, entendida como estudo das formas de relevo e dos processos pretéritos e atuais responsáveis por esculpi-las, tem, na cartografia geomorfológica, um dos mais importantes instrumentos para informação e análise dos resultados obtidos.

A cartografia geomorfológica deve mapear o que é observável e não o que se deduz da análise geomorfológica. A princípio, os mapas devem representar os diferentes tamanhos de formas do relevo, dentro de uma escala compatível. Posteriormente, deve-se representar a morfometria, a morfogênese e a morfocronologia, que estão diretamente relacionadas à tipologia. O mapa geomorfológico é um importante instrumento, que direciona a pesquisa do relevo, pois, ao mesmo tempo, direciona a pesquisa e sua síntese que é o produto da conclusão (ROSS; FIERZ, 2005).

Venturi (2004, apud GUERRA; MARÇAL, 2010) comenta que a representação cartográfica do relevo não é uma tarefa fácil de ser executada, provavelmente pela complexidade de informações necessárias, que devem ser relatadas em uma base cartográfica ao se realizar um mapeamento. O referido pesquisador diz que essa dificuldade pode estar relacionada ao fato do relevo ser um recurso imaterial.

A cartografia e análise geomorfológica podem seguir os pressupostos da metodologia proposta por Ross (1992) que, fundamentado na concepção Penk (1953, apud ROSS, 1992) sobre os processos endógenos e exógenos e nos conceitos de morfoestrutura e morfoescultura de acordo com os autores russos Mescerjakov (1968) e Gerasimov (1980, apud ROSS, 1992), estabeleceu as unidades taxonômicas de classificação de relevo (Figura 4.1).

O primeiro taxon (o maior) corresponde às unidades morfoestruturais, que são representadas pelas macroestruturas, como por exemplo, as grandes estruturas de uma bacia sedimentar ou os grandes cinturões orogênicos pretéritos ou atuais.

O segundo taxon equivale às unidades morfoesculturais, ou seja, os compartimentos e subcompartimentos do relevo pertencentes a uma determinada morfoestrutura e posicionados em diferentes níveis topográficos.

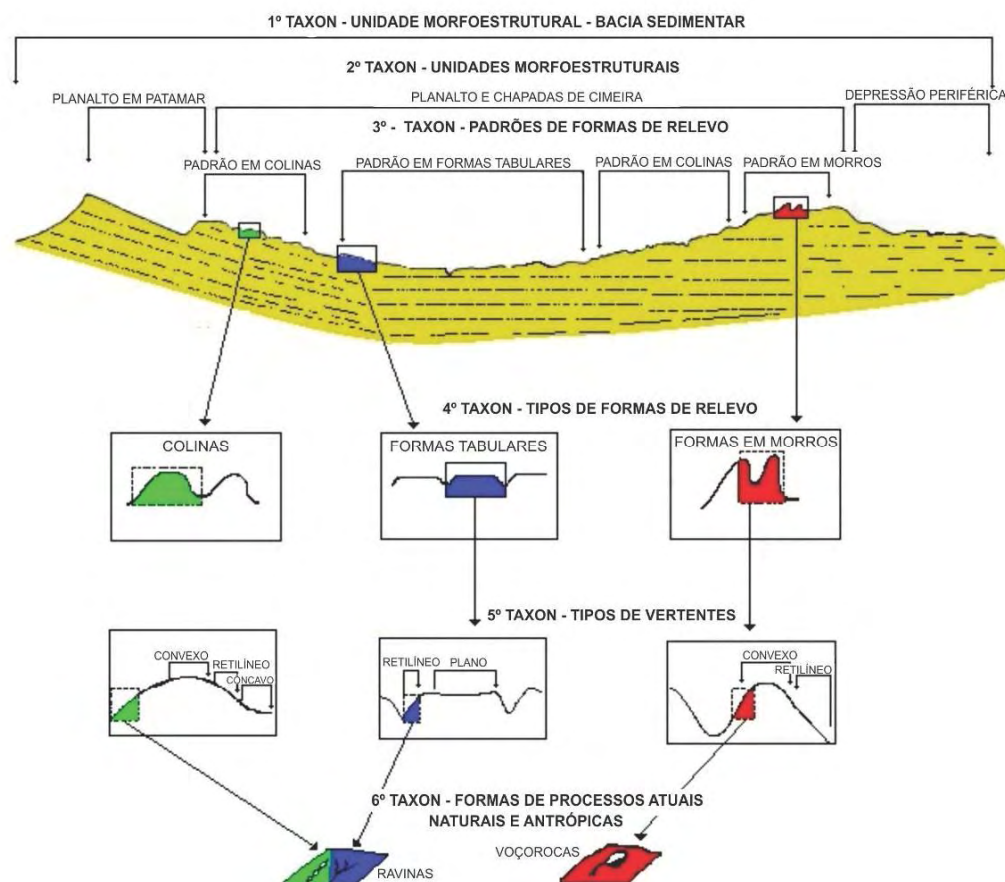


Figura 4.1 – Unidades taxonômicas de classificação do relevo (Modificado de ROSS, 1992).

No terceiro taxon, os processos morfoclimáticos atuais começam a ser percebidos. Nele delimitam-se os padrões de formas semelhantes, unidades morfológicas, os quais estão representados pelos planaltos, chapadas, depressões, planícies fluviais ou marinhas, tabuleiros entre outros. Os padrões são delimitados no mapa geomorfológico e representados por conjuntos de letras-símbolo maiúsculas e minúsculas (Quadro 4.1).

Quadro 4.1 – Padrões de Formas de Relevo.

FORMAS DE DENUDAÇÃO	FORMAS DE ACUMULAÇÃO
D – DENUDAÇÃO	A – ACUMULAÇÃO
Da – formas com topos aguçados	Apf- formas de planície fluvial
Dc – formas com topos convexos	Apm – formas de planície marinha
Dt – formas com topos tabulares	Apl – formas de planície lacustre
Dp – formas de superfícies planas	Api – formas de planície intertidal (mangue)
De – formas de escarpas	Ad – formas de campos de dunas
Dv – formas de vertentes	Atf – formas de terraço fluvial
	Atm – formas de terraço marinho

Fonte: Ross (1992).

Os Padrões de Formas de Relevo são acompanhados de um conjunto de algarismos arábicos, de acordo com uma matriz previamente elaborada cujas colunas indicam o grau de entalhamento dos vales, e as linhas, a dimensão interfluvial média (Quadro 4.2). As formas agradacionais não recebem os algarismos arábicos, pois não representam dissecação por processos erosivos.

Quadro 4.2 – Matriz dos índices de dissecação do relevo.

DIMENSÃO INTERFLUVIAL MÉDIA (classes)	MUITO GRANDE (1)	GRANDE (2)	MÉDIA (3)	PEQUENA (4)	MUITO PEQUENA (5)
ENTALHAMENTO MÉDIO DOS VALES (classes)	> 1500 m	1500 a 700 m	700 a 300 m	300 a 100 m	< 100 m
MUITO FRACO (1) (< DE 20 m)	11	12	13	14	15
FRACO (2) (20 a 40 m)	21	22	23	24	25
MÉDIO (3) (40 a 80 m)	31	32	33	34	34
FORTE (4) (80 a 160 m)	41	42	43	44	45
MUITO FORTE (5) (> 160 m)	51	52	53	54	55

Fonte: Ross (1992).

O quarto taxon, na ordem decrescente, é caracterizado pelos Tipos de Formas de Relevo individualizados, dentro de cada Padrão de Formas de Relevo. Os tipos de Formas de Relevo podem ser de denudação ou de agradação e apresentam semelhanças tanto na morfologia como na morfometria, isto é, no formato, no tamanho e na idade.

O quinto taxon, na ordem decrescente, é relativo às vertentes ou aos setores de vertentes que compõem os Tipos de Formas de Relevo Individualizados, que nesse caso, acontece pelas características geométricas (retilínea, convexa, côncava) e genéticas. Refere-se, também, aos tipos de topos (plano, convexo, tabular, aguçado).

O sexto taxon, na ordem decrescente, representa as menores formas mapeáveis, que são produzidas pelos processos erosivos ou deposicionais, tais como: voçorocas, ravinas, cicatrizes de deslizamentos, assoreamentos, bancos de sedimentação e as formas antrópicas: aterros, desmonte de morros, cortes de estradas, curvas de nível, entre outros.

5 PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS

Para a execução deste trabalho, utilizaram-se materiais bibliográficos, tais como livros, periódicos especializados, teses, artigos científicos, entre outros e, evidentemente, foram acrescidos em todo o desenvolvimento da pesquisa, a fim de fundamentar a revisão bibliográfica, bem como justificar os resultados. Outros materiais foram levantados, dentre os quais estão:

- A carta topográfica Alhandra, escala 1:25.000 (BRASIL, 1974);
- Mapa Geológico da Paraíba com texto explicativo (BRASIL, (2002);
- Mapa Pedológico da Paraíba (PARAÍBA, 2004).
- Imagens orbitais em formato digital adquiridas no site do Google Earth.
- Imagens orbitais em formato digital *High Resolution Camera* (HRC) do satélite CBERS 2B, adquiridas no site do INPE (Instituto Nacional de Pesquisa Espacial).
- Imagem Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) adquirida no site da EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária).

Os trabalhos de campo foram realizados, pois, são procedimentos que representam ferramenta útil na pesquisa; essa atividade permite compreender manifestações que só com o trabalho de gabinete não é possível de percebê-las. Utilizando instrumentos, como o GPS e a máquina fotográfica, foram feitos registros e coletas de materiais considerados fundamentais tanto para a dissertação quanto para a elaboração das cartas geomorfológica e ocupação e uso da terra.

Wooldridge e East (1967) asseguram que os trabalhos de campo proporcionam a observação permitindo ativar a consciência de que tudo é formado a partir da relação de interdependência entre os organismos e, dessa forma a Geografia deixa de ser vista como uma disciplina inútil, que se preocupa somente em descrever as formas de relevo, os nomes dos rios e etc., e sim como uma forma de entender as influências, que o relevo de certa região tem sobre uma determinada sociedade ou a importância que um determinado curso de água tem para uma população.

A Folha Alhandra na escala 1:25.000, com equidistância das curvas de nível de 10 m, índice de nomenclatura- SB.25-Y-C-III-3-SO elaborada pela SUDENE em 1974 foi, na realidade, o material âncora para o desenvolvimento da pesquisa, a qual foi escaneada e vetorizada com todo o seu conteúdo, ou seja, curvas de nível, hidrografia, malha rodoviária, área urbana, limites administrativos. As curvas de nível foram importadas para o *software* SPRING 5.1.7 e, nesse, geraram-se as cartas hipsométrica e clinográfica.

De acordo com Christofolletti (1980), a hipsometria estuda as interrelações existentes em uma determinada unidade horizontal de espaço no que se refere a sua distribuição em relação às faixas altitudinais, indicando a proporção ocupada por determinada área da superfície terrestre em relação às altitudes altimétricas a partir de uma isoípsa base.

A carta hipsométrica, que representa as classes de altitude por meio de padrões de cores, foi elaborada usando as seguintes classes altimétricas: 0-10; 10-20; 20-40; 40-60; 60-80; 80-100; 100-120 e 120-140; atingindo, então, os diferentes patamares da área de estudo, que variam de 2 a 137 metros. Os intervalos de 10 metros até o limite de 20 metros foram fundamentais para se identificarem, com maior precisão, as planícies e os terraços fluviais.

Para confecção da carta hipsométrica, importou-se as curvas de nível vetorizadas da carta topográfica Alhandra (1:25.000), para o *Software* SPRING 5.1.7, e na edição vetorial criaram-se polígonos relacionados às áreas correspondentes aos intervalos de altitude descritos anteriormente. Esse procedimento foi seguido por apresentar maior precisão na delimitação das classes hipsométricas.

A carta clinográfica, segundo Herz e De Biasi (1989), é considerada documento básico para o planejamento regional, permitindo, por meio da representação cartográfica das porcentagens de declive, apresentar uma melhor visualização das declividades das vertentes e o maior realce das áreas de declividades homogêneas. Portanto, quando se pretende fazer um planejamento eficaz, para que uma área seja ocupada racionalmente, essa carta torna-se indispensável.

Para a carta clinográfica foram utilizadas as classes de declividades adotadas por Herz e De Biasi (1989), as quais estão expressas em porcentagens, sendo convertidas em graus de acordo com a necessidade de algum profissional. Esses pesquisadores estabeleceram essas

classes baseando-se em limites usados internacionalmente, bem como em trabalhos desenvolvidos por institutos de pesquisa nacionais e em leis vigentes no Brasil. As classes estão delimitadas da seguinte forma:

- <12% (<7,25°) – Essa faixa define o limite máximo do emprego da mecanização na agricultura;
- 12-30% (7,25-17°) – O limite de 30% é definido por legislação federal – Lei 6766/79 – também chamada de Lei Lehmann, que vai definir o limite máximo para urbanização sem restrições, a partir do qual toda e qualquer forma de parcelamento far-se-á por meio de exigências específicas;
- 30-47% (17-25°) – O Código Florestal fixa o limite de 25° (47%), como limite raso, a partir qual a exploração só será permitida se sustentada por cobertura de florestas. Lei N.º 4771/65 de 15/09/65;
- 47-100% (25-45°) – O artigo 10 do Código Florestal prevê que, na faixa situada entre 25° (47%) a 45° (100%), “não é permitida a derrubada de florestas, sendo tolerada a extração de toros, quando em regime de utilização racional, que vise a rendimentos permanentes”;
- >100% (>45°) – A Lei 4771/65 do Código Florestal considera área de preservação permanente, sendo admitida a supressão 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.

A carta clinográfica, também, foi confeccionada no SPRING 5.1.7, sendo importadas as curvas de nível e os pontos cotados, como amostras para uma categoria de Modelo Numérico do Terreno (MNT), para geração da grade *Triangular Irregular Network* (TIN) em que se utilizou como tipo de triangulação, a Delaunay, sem linha de quebra. Na simplificação de linhas, a tolerância de isolinhas adotada foi de 5, a distância entre pontos de isolinhas de 10 e na triangulação a menor aresta (m) igual a 1.

A partir da grade TIN, a declividade foi definida em porcentagem, 32 bits e tamanho do pixel igual a 1, tanto para x quanto para y. Foram definidas as fatias, e em seguida associadas às classes temáticas (<12%, 12-30%, 30-47%, 47-100% e >100%), concluindo, assim, a carta clinográfica.

Na elaboração da carta geomorfológica, utilizou-se a metodologia desenvolvida por Ross (1992), que se fundamenta na representação cartográfica taxonômica, cuja classificação tem como objetivo representar o relevo em seus aspectos fisionômicos, relacionando-os com as informações da morfogênese. Foi confeccionada com o auxílio do SPRING 5.1.7 e tomaram-se, por base, as cartas morfométricas (hipsométrica e clinográfica), as curvas de nível extraídas da carta topográfica, bem como a observação da imagem SRTM, obtida no site da Embrapa (<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/index.htm>).

A carta de ocupação e uso da terra também foi confeccionada utilizando o SPRING 5.1.7. Essa foi norteadada nos trabalhos de campo e em imagens orbitais em formato digital HRC do satélite CBERS 2B, adquiridas no site do INPE (<http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>) e imagens orbitais em formato digital adquiridas no Google Earth (www.earth.google.com).

Com a utilização de polígonos, foram delineadas as curvas de nível contornando os perímetros inadequados para ocupação e uso da terra, de acordo com a descrição da carta clinográfica. Assim, foi utilizado um sombreamento específico para a demonstração de tais áreas e excluídas aquelas que podem ser utilizadas (0-12%). Após confeccionar a representação das áreas irregulares, esta hachura foi encaminhada para carta de ocupação e uso da terra, para estabelecer a área e respectiva porcentagem de cada forma. Para tanto, utilizou-se o SPRING 5.1.7 e produziu-se uma nova carta intitulada carta de ocupação e uso da terra irregular quanto à declividade.

Foram elaborados cinco perfis topográficos, dois latitudinais (N-S) e três longitudinais (W-E), com o intuito de observar detalhes da variação do terreno. Pois, como afirma Granell-Perez (2004), quando bem construídos, os perfis topográficos fornecem uma imagem precisa da topografia ao longo da linha de intersecção, informando sobre a geometria das vertentes, os comprimentos de rampas, as rupturas de declives, a simetria e a dissimetria dos vales etc.

Os perfis topográficos foram construídos a partir da medição, em cm, das distâncias das curvas de nível na carta topográfica, anotando seus respectivos valores e, logo após, esses foram convertidos em metros. Fez-se uma planilha no *Microsoft Office Excel 2007*, contendo o valor de cada curva e a distância alterada. Em seguida, esses valores foram invertidos e geraram-se os perfis, utilizando a opção dispersão com linhas suaves. Na sequência calculou-se o exagero vertical (5 x) para ampliar a noção da morfologia e compartimentação do relevo.

Com a finalidade de indicar possíveis relações entre as feições geomorfológicas atuais, os padrões da rede de drenagem e a tectônica cenozoica regional nos Tabuleiros Litorâneos, aplicou-se análise morfométrica (índice de Relação Declividade-Extensão – RDE) em cursos de água. Selecionaram-se aqueles com maior extensão e com nascente (cabeceira) e foz na área de estudo, não tendo como critério a ordem hierárquica. Concorde-se que os cursos de água reagem imediatamente a qualquer deformação, que se apresente na paisagem, mesmo aquelas muito tênues, devido à ação da gravidade, justificando a importância de estudos mais detalhados.

Hack (1973), após anos de estudos em perfis longitudinais de drenagens, propôs novo método de análise para identificar alterações nos seus cursos, provenientes do substrato rochoso, aporte de carga ou tectonismo: o índice de Relação Declividade-Extensão do canal, aplicando com sucesso na definição de fenômenos neotectônicos em diversos contextos geológicos norte-americanos.

Portanto, as análises morfométricas foram feitas utilizando-se o índice de Relação Declividade-Extensão do curso de água (RDE) resultante do método estabelecido por Hack (1973), que pode ser calculado como $RDE = (\Delta H / \Delta L) \cdot L$ em que:

ΔH – é a diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um seguimento ao longo do curso de água;

ΔL – corresponde à projeção horizontal do segmento em evidência;

L – é o comprimento total do curso de água a montante do ponto para qual o índice está sendo calculado.

Segundo Etchebehere et al. (2004), os índices RDEs se correlacionam com os níveis de energia da corrente (*stream power*), refletida na capacidade de erodir o substrato e de

transportar a carga sedimentar. Essa energia é proporcional à declividade da superfície por onde flui o curso de água (o gradiente) e à descarga (volume) naquele trecho, sendo esse segundo fator considerado proporcional ao comprimento da drenagem. Tais autores esclarecem que o índice RDE pode ser calculado para toda a extensão de um rio, 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 sua extensão.

Etchebehere et al. (2006) explicam que os índices RDEs aplicados a toda extensão da drenagem (RDE_{total} ou RDE_t) possibilitam uma avaliação regional de grandes áreas; aqueles referentes a segmentos de drenagem ($RDE_{segmento}$ ou RDE_s) têm relação mais local, aplicando-se a análise tectônica de detalhe.

Os índices RDE_s são indicadores sensíveis de mudanças na declividade de um canal fluvial, podendo estar associada a desembocaduras de tributários de caudal expressivo, a diferentes resistências à erosão hidráulica do substrato lítico e/ou à atividade tectônica. O índice cresce onde o rio flui sobre rochas mais resistentes e decresce onde percorre um substrato mais macio. Podendo eliminar o fator litológico ou a eventual presença de tributários de porte como agentes causativos de elevação do índice RDE em um determinado trecho do rio, pode-se afirmar a atuação de processos neotectônicos (ETCHEBEHERE, et al. 2006).

Para se delinear setores anômalos, de acordo com os critérios de Seeber e Gornitz (1983, apud ETCHBEHERE et al., 2006), considera-se $RDE_s/RDE_t = 2$ como o início da faixa de anomalias. Então os valores entre 2 e 10 correspondem a anomalias de 2ª ordem e valores superiores a 10 a anomalias de 1ª ordem.

O outro índice morfométrico, aplicado na rede de drenagem, foi a densidade de drenagem (Dd). Sendo confeccionado de duas formas: a primeira envolvendo toda a área e, a segunda considerando quatro regiões. Christofolletti (1981b) relata que essa variável é uma das mais importantes para a análise morfométrica das bacias de drenagem, representando o grau de dissecação topográfica, em paisagens esculpidas pela atuação fluvial, ou expressando a quantidade disponível de canais para o escoamento e o controle exercido pelas estruturas geológicas.

De acordo com Cardoso et al. (2006), essa variável morfométrica estima a maior ou menor velocidade com que a água deixa a bacia hidrográfica. Assim, o índice que indica o grau de desenvolvimento do sistema de drenagem e informa a eficiência da drenagem da bacia. Christofolletti (1980) esclarece que o índice correlaciona o comprimento total dos canais de escoamento com a área da bacia hidrográfica. Ainda, segundo esse autor, a densidade de drenagem foi inicialmente estabelecida por Robert E. Horton em 1945, podendo ser calculada pela equação: $Dd = L_t/A$, em que:

Dd – corresponde à densidade de drenagem;

L_t – é o comprimento total dos canais

A – é a área da bacia.

Villela e Mattos (1975) afirmam que esse índice pode variar de $0,5 \text{ km/km}^2$ em bacias com drenagem pobre a $3,5 \text{ km/km}^2$, ou mais, em bacias bem drenadas. Valores baixos estão, geralmente, associados a regiões de rochas permeáveis e de regime pluviométrico caracterizado por chuvas de baixa intensidade ou pouca concentração da precipitação. O contrário ocorre em rochas mais impermeáveis, onde as condições para o escoamento superficial possibilitam a formação de canais, a exemplo das rochas clásticas de granulação fina e, por conseguinte, aumentam a densidade de drenagem.

Além das características climáticas e das rochas, também interferem na densidade de drenagem os tipos de solos. Hiruma e Ponçano (1994), aplicando esse índice na área do alto rio Pardo, observaram que os baixos índices verificados, em torno de $1,25 \text{ km/km}^2$, encontram-se nos latossolos da Depressão Periférica, em que o substrato são os terrenos sedimentares da Bacia do Paraná. Esses solos geralmente são permeáveis, o que implica em uma baixa razão de flúvio/infiltração. Já os índices maiores que $2,50 \text{ km/km}^2$ concentram-se solos podzólicos, que são mais impermeáveis e permitem um maior escoamento superficial, formando novos canais e, assim aumentando a densidade de drenagem.

Para se medir o comprimento dos canais fluviais, utilizou-se o SPRING 5.1.7 na opção operações métricas, o resultado encontrado foi registrado em uma tabela, juntamente com outras informações morfométricas de toda a área pesquisada, a saber: o perímetro, o total de canais e o resultado do índice de densidade de drenagem. Quanto aos índices por região, foram discriminados dentro do texto e, também, apresentados em tabela.

Considerando que o solo está diretamente atrelado ao relevo realizaram-se análises laboratoriais, objetivando descrever características físicas e químicas desse elemento. Para tanto, foram utilizados os métodos desenvolvidos pela – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA, 1997) para fazer análise granulométrica ou textural, densidade do solo, densidade das partículas e pH.

A textura do solo constitui-se numa das características mais estáveis e representa a distribuição quantitativa das partículas sólidas minerais quanto ao tamanho. A grande estabilidade faz com que a textura seja considerada característica de grande importância na descrição, identificação e, especialmente, na classificação do solo. Areia, silte e argila são as três frações texturais que apresentam amplitudes de tamanhos variáveis em função do sistema de classificação adotado (FERREIRA, 2010). Considera-se como argila a partícula com diâmetro inferior a 0,002 mm; silte a fração com diâmetro entre 0,002-0,053 mm e areia entre 0,053-2,0 mm.

De acordo com Ferreira (2010), a análise granulométrica ou textural feita em laboratório tem por finalidade fornecer a distribuição quantitativa das partículas unitárias minerais menores que 2,0 mm. Embora a textura represente alguma qualidade ao solo, sua avaliação apresenta conotação prioritariamente quantitativa.

Estudos da gênese dos solos mostram que partículas do tamanho de areia e silte, pela ação do intemperismo, podem transformar-se em argila. Os minerais mais resistentes ao intemperismo permanecem na forma de areia e a fração silte, pela sua instabilidade, passa a ser o indicador do grau desse processo, assim, acredita-se que somente os solos mais jovens apresentem elevada proporção de silte (FERREIRA, 2010).

A densidade do solo (D_s) representa a relação da massa do solo seco e o seu respectivo volume total, ou seja, volume do solo incluindo os espaços ocupados pela água e pelo ar. Essa propriedade mostra primariamente o arranjo das partículas, que, por sua vez, define as características do sistema poroso. No entanto, qualquer manifestação que possa influenciar a disposição das partículas refletirá diretamente nos valores da densidade. Em síntese, a densidade do solo depende da estrutura desse elemento em todos os seus aspectos. Considerando a gênese da estrutura do solo nas diferentes condições climáticas, entende-se

que a própria estrutura e, portanto, os valores da densidade são reflexos da composição mineralógica da fração argila (FERREIRA, 2010).

Os valores mais baixos da densidade estão associados a solos ou camadas de solos com estrutura granular, enquanto que os valores mais elevados estão atribuídos à estrutura do tipo em blocos ou similar. Além da mineralogia, a textura e o teor de matéria orgânica interferem no valor da densidade. Com relação à textura do solo, a tendência é que solos ou camadas mais arenosas apresentem valores mais elevados. Em se tratando da matéria orgânica, essa implicará na maior ou menor expressão dos grumos, que se caracteriza pela elevada porosidade encontrada dentro e entre os agregados formados; assim, a sua presença determinará valores mais baixos (FERREIRA, 2010).

A densidade das partículas ou densidade dos sólidos (D_p) representa a relação entre a massa de solo e o seu respectivo volume de sólidos ou partículas, pode se interpretada, também, como sendo a média ponderada das massas específicas dos diversos componentes da fração sólida do solo. Constitui-se em um atributo muito estável, cuja magnitude depende exclusivamente das partículas sólidas. Na maior parte dos solos minerais, a densidade das partículas varia de 2,60 a 2,70 g/cm³, refletindo a presença dominante do quartzo, cuja massa específica é 2,65 g/cm³. A presença de óxidos de Fe e metais pesados aumenta o valor, enquanto que matéria orgânica, com massa específica por volta de 1,20 g/cm³ provoca a redução da densidade das partículas (FERREIRA, 2010).

As características químicas do solo estão relacionadas com a natureza dos minerais e a disponibilidade de nutrientes presentes nele. No que diz respeito ao pH do solo refere-se à alcalinidade ou acidez desse elemento (Quadro 4.3).

Quadro 4.3 – Classes de Reação do Solo

Classes	pH (solo/água 1: 2,5)
Extremamente ácido	< 4,3
Fortemente ácido	4,3 – 5,3
Moderadamente ácido	5,4 – 6,5
Praticamente neutro	6,6 – 7,3
Moderadamente alcalino	7,4 – 8,3
Fortemente alcalino	> 8,3

(Fonte: EMBRAPA, 2006).

Os solos, em suas condições naturais, podem ser ácidos, em decorrência do material de origem e da intensidade da ação de agentes de intemperismo, como o clima e organismos. Regiões de intensas precipitações pluviais e altas temperaturas apresentam tendência à maior acidificação do solo pela remoção de cátions de caráter básico do complexo de troca, como Ca, Mg, K e Na, e o consequente acúmulo de cátions de natureza ácida, como Al e H (SOUSA et al., 2007). Já a alcalinidade ocorre quando a pluviosidade é baixa e acumulam-se sais de magnésio, potássio e carbonato de sódio, saturando o complexo coloidal.

O critério utilizado para a amostragem do solo foi analisar areais que aparecem nos topos dos tabuleiros, os quais se diferenciam notavelmente dos solos no seu entorno tanto pela textura como pela coloração branca a muito branca (Foto: 5.1). Esses areais ainda carecem de estudos pormenorizados, já que a sua interpretação, sem dados laboratoriais mais detalhados, vêm gerando uma série de controvérsias entre os pesquisadores.



Foto 5.1- Manchas de areais diferenciadas em topos de tabuleiros (Foto: JEAN CARLOS, 2010).

As análises de solos foram realizadas no laboratório de Análises de Solo e de Planta do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia Sertão Pernambucano – IF Sertão – PE Campus Petrolina Zona Rural, de acordo com os métodos da EMBRAPA (1997).

A análise granulométrica do solo foi determinada pelo método da pipeta que se baseia na velocidade de queda das partículas, as quais compõem o solo. Para separação das partículas, pesou-se 20 g de cada amostra de solo em becker de 250 ml (Foto: 5.2a), devidamente identificados e, adicionou-se em cada 100 ml de água destilada e mais 10 ml de solução normal de hidróxido de sódio, logo depois agitou-se; as amostras ficaram em repouso por 12 horas. Preparou-se, também, uma amostra que foi utilizada como branco, a qual possibilitou comparar a diferença do reagente.

Após esse período, transferiu-se o conteúdo do becker para o copo metálico de um agitador elétrico “stirrer” com o auxílio de um jato de água para transferência de toda a amostra e agitou-se por um tempo de 5 minutos. O conteúdo agitado passou através de uma peneira de malha 0,053 (ABNT nº 270), para uma proveta de 1000 ml. O material retido na peneira foi lavado até a completa limpeza da fração areia, depois transferido para um recipiente identificado e colocado para secar em uma estufa por 5 horas.

O material que passou pela peneira foi recolhido em uma proveta de 1000 ml (Foto 5.2b) e completou-se com água destilada até a marca de aferimento. Logo após, foi agitado durante 20 segundos com um bastão e aferido a temperatura, que foi utilizada para determinar tempo de sedimentação da fração argila para 5 cm de profundidade. Passado o tempo de sedimentação, introduziu-se uma pipeta de 50 ml a uma profundidade de 5 cm, coletando uma suspensão que foi transferida para um recipiente identificado, a qual foi colocada em uma estufa a 105° C até evaporação de toda a água, líquido da suspensão. Logo após, obteve-se o valor das frações pela fórmula:

$$\text{Teor de argila} = [\text{argila (g)} + \text{dispersante em (g)}] - \text{dispersante (g)} \times 1000$$

$$\text{Teor de areia total} = \text{areia} \times 50$$

$$\text{Teor de silte} = 1000 - [\text{argila (g)} + \text{areia total (g)}].$$

A densidade do solo foi obtida pelo método da proveta (EMBRAPA, 1997), colocando-se 35 ml de solo contido em um becker de 100 ml em uma proveta de 100 ml (Foto 5.3a). Em seguida, compactou-se o solo batendo a proveta 10 vezes sobre uma manta de borracha, com uma distância de queda de 10 cm. Esta operação foi repetida por duas vezes, até que o nível da amostra ficou equiparado com o traço de aferimento da proveta. Logo após,

a proveta com o solo foi pesada (Foto 5.3b), calculando-se, então, a densidade do solo pela seguinte fórmula:

Densidade do solo (g cm^{-3}) = Massa da mostra de solo/volume da proveta.



Foto 5.2a– Proveta de 1000 ml com o material que passou pela peneira e água destilada para realizar a sedimentação da fração argila (Foto: GILVONETE FREITAS, 2011). **5.2b** – Pipeta utilizada para a coleta da suspensão, após o tempo de sedimentação, para realizar a análise granulométrica (Foto: GILVONETE FREITAS, 2011).



Foto 5.3a – Solo do becker sendo colocado na proveta para bater contra a manta de borracha (Foto: GILVONETE FREITAS, 2012). **Foto 5.3b** – Balança utilizada para pesar a proveta com o solo para análise da densidade do solo (Foto: GILVONETE FREITAS, 2012).

Para a determinação da densidade das partículas, pesou-se 20 g de cada amostra (Foto 5.2a) e, em recipientes devidamente identificados, foram colocadas para secar a 105°C por 12 horas. Após, transferiu-se cada amostra para um balão aferido de 50 ml (Foto 5.2b) e adicionou-se álcool etílico até a ausência de bolhas de ar para completar o volume do balão. Em seguida, anotou-se o volume do álcool utilizado e calculou-se a densidade de partículas (d_p) pela seguinte fórmula:

Densidade das partículas (g/cm^3) = $a/(50 - b)$

a = peso da amostra seca a 105°C

b = volume de álcool gasto.

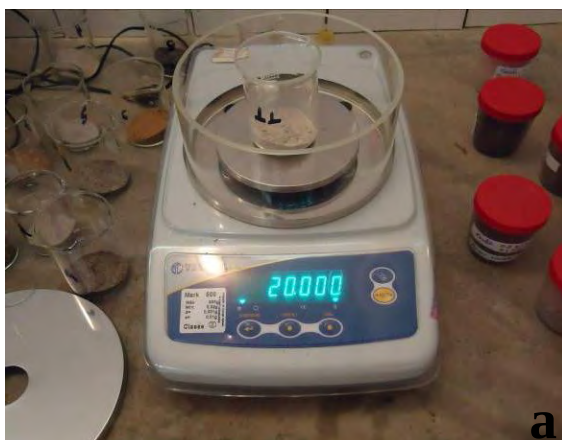


Foto 5.4a – Balança de precisão utilizada para pesar amostras de solo para análise das densidades das partículas (Foto: GILVONETE FREITAS, 2011). **Foto 5.4b** – Balões aferidos com as amostras de solo e álcool etílico para se calcular as densidades das partículas (Foto: GILVONETE FREITAS, 2011).

O pH foi determinado em uma suspensão de água na proporção 1: 2,5. Para sua medição, colocou-se 10 ml de solo em um copo plástico de 100 ml e adicionou-se 25 ml de água destilada, agitando com um bastão de vidro individual (Foto: 5.4a) e deixando em repouso em por uma hora. Em seguida, agitou-se novamente a amostra com o bastão de vidro e mergulhou-se os eletrodos na suspensão homogeneizada, procedendo-se leitura do pH (Foto 5.4b).



Foto 5.5a – amostras de solo com água destilada para medir o pH (Foto: GILVONETE FREITAS, 2011). **Foto 5.5b** – Eletrodos utilizados na leitura do pH (Foto: GILVONETE FREITAS, 2011).

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 ASPECTOS MORFOMÉTRICOS

A morfometria, no seu papel de quantificação, tem contribuído de forma relevante com a Geomorfologia. Os dados morfométricos foram obtidos por meio das cartas hipsométrica e clinográfica, dos perfis topográficos, do índice de Relação Declividade Extensão do curso de água (RDE) e do índice de densidade de drenagem.

A carta hipsométrica possibilitou calcular a parcela ocupada por cada classe altimétrica; nota-se que a de 120-140 m é a que apresenta menor área, correspondente a apenas 2,41 km² e equivalente a 1,25%; a classe de 20 a 40 m abrange um total de 34,15 km², ou seja, 17,74%, sendo essa a de maior representatividade (Tabela 6.1); (Figura 6.1).

Tabela 6.1 - Mensuração das classes altimétricas.

Altimetria	Área (km ²)	%
0-10 m	33,87	17,59
10-20 m	20,22	10,50
20-40 m	34,15	17,74
40-60 m	32,96	17,13
60-80 m	29,14	15,14
80-100 m	31,02	16,12
100-120 m	8,73	4,53
120-140 m	2,41	1,25
Total	192,50	100,00

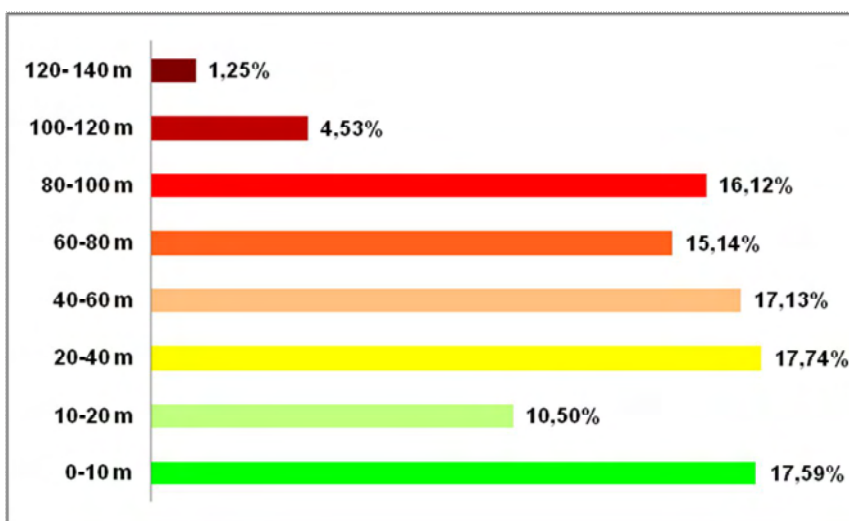


Figura 6.1 – Gráfico representando a mensuração das classes altimétricas (Org.: GILVONETE FREITAS).

Como resultado da análise da carta hipsométrica (Anexo A), pode-se dividi-la em três compartimentos morfológicos distintos, com as altitudes mais baixas e as planícies fluviais maiores, predominando na porção leste, a porção central apresentando cotas altimétricas alternadas e a porção oeste representada pelas maiores elevações. Portanto, na área de estudo há a predominância dos Tabuleiros Litorâneos.

Nessa porção leste, encontra-se a Depressão do Abiaí, que se apresenta com uma vasta área plana, erodida e com vários morros testemunhos de litologia pertencente à Bacia Pernambuco-Paraíba, apresentando alguns com altitudes de até 84 m. Suguio (1998) entende como morro testemunho uma elevação arredondada de dezenas a centenas de metros de altura com vertentes abruptas, que aparece em uma região de topografia cárstica com o progresso do ciclo cárstico.

Destacam-se, nessa depressão, o Morro do Quilombo com cume de 37 m (Foto 6.1) e um morrote, sem denominação, com 22 m de altitude. Essas elevações, por estarem localizadas em áreas cotadas em média a 8 m, caracterizam-se como morros testemunhos, resultantes da intensa denundação da depressão. Segundo Furrier (2007), a origem da Depressão do Abiaí pode estar relacionada com a intensa erosão dos arenitos da Formação Barreiras e dissolução dos calcários sotopostos, e que esses processos foram acelerados por falhas e fraturas, permitindo a confluência da rede de drenagem atual, essa formada por vários rios e riachos.

Ao norte da porção central, prevalecem cotas altimétricas acima de 60 m alcançando, aproximadamente, 110 m. Entretanto, do centro para o sul, registram-se pontos com altitudes menos elevada, até 20 m, formando planícies alagáveis e terraços, que acompanham os cursos de rios, tais como, Taperubus, Papocas, Cupissura e Pitanga. Já no extremo sul, notam-se, em pequenas áreas, elevações que variam entre 80 e 100 m.

Ao oeste, encontram-se as maiores cotas altimétricas com pontos, que variam de 87 m a 137 m, sendo esse o ponto mais elevado de toda a área. Nessas elevadas altitudes esculturam-se extensos tabuleiros de topos planos. No entanto, também ocorrem extensões com altitudes entre 10 m e 60 m, por onde correm alguns leitos de riachos e rios, entre os quais o riacho Sal Amargo, o riacho do Calaço, o rio Dois Rios e o rio do Galo; verificando, inclusive, planícies alagáveis em um trecho do vale do riacho Sal Amargo.



Foto 6.1- Morro do Quilombo localizado na Depressão do Abiaí, caracterizado como morro testemunho (Foto: GILVONETE FREITAS, 2011).

A declividade é expressa como a variação de altitude entre dois pontos do terreno, em relação a distância que os separa; é de suma importância o seu conhecimento para o planejamento, tanto no que diz respeito ao cumprimento da legislação, como para garantir a eficiência e a eficácia das intervenções antrópicas no meio.

Com esse entendimento confeccionou-se a carta clinográfica, que possibilitou balizar a área ocupada por cada classe, evidenciando que a baixa declividade é dominante, pois, de acordo com os valores, a classe de 0-12% envolve 80,91, valor condizente com o relevo tabular dominante na área de estudo; a de 12-30% compreende 16,00%; enquanto que apenas 3,09% de toda a área têm declividade superior a 30%. (Tabela 6.2); (Figura 6.2).

Tabela 6.2 – Mensuração das classes de declividades.

Declividade	Área km ²	%
0-12%	155,77	80,91
12-30%	30,81	16,00
30-47%	4,63	2,40
47-100%	1,24	0,64
>100%	0,10	0,05
Total	192,50	100,00

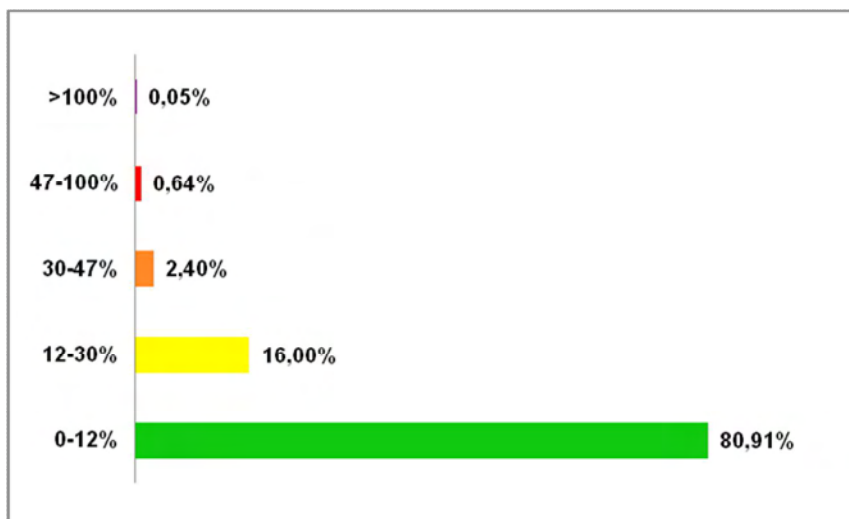


Figura 6.2 – Gráfico representando a mensuração das classes de declividades (Org.: GILVONETE FREITAS).

Observando a carta clinográfica (Anexo B), percebe-se que as declividades menores que 12% são as que predominam e isso se explica porque a área é constituída por morfologia tabular e extensas planícies e terraços fluviais. As declividades aumentam consideravelmente nas vertentes voltadas para os rios e riachos e, principalmente, nas cabeceiras de drenagem, onde ocorrem classes de declividade, que variam 12-30%, 30-47% , 47-100% e > 100% em alguns pontos.

A porção mais distinta, em termos de declividade, encontra-se na cabeceira e no alto curso do rio do Galo, no SW da carta, onde é comum alcançar valores superiores a 47% e em alguns trechos, declividades superiores a 100%. Esses valores acentuados e díspares verificados apontam para uma influência tectônica nessa porção, fato esse corroborado pelas mais elevadas altitudes encontradas no seu entorno.

Com relação às planícies próximas aos leitos dos rios, pode-se observar que, ao oeste, são estreitas, apenas com uma ressalva para o rio Dois Rios, que tem o seu curso estreito e a planície mais larga em comparação às demais. Ao leste, ocorre o oposto, as planícies são largas, sobretudo aquelas voltadas para a Depressão do Abiaí. Essa porção apresenta uma grande quantidade de áreas alagáveis, inclusive com a formação de lagos de várzeas.

Por intermédio das duas cartas produzidas (Anexos A e B), tornou-se possível analisar a rede de drenagem e o seu padrão; considerando que os cursos de água são processos

morfogenéticos ativos na formação da paisagem, essa análise permite que muitas questões geomorfológicas sejam esclarecidas e muitos dados quantitativos sejam produzidos.

Em toda a área, os rios e riachos convergem para a Depressão do Abiaí, que se encontra ao leste. O padrão de drenagem dominante é o retangular, que resulta da influência exercida por falhas ou pelo sistema de juntas ou de diáclases e podem indicar controle estrutural e ação tectônica. Outra característica, que se destaca, é a assimetria do padrão de drenagem que, para Goy et al. (1991, apud. SUGUIO, 2010), mostra soerguimentos mais acentuados em um dos divisores de águas, elucidando a ação tectônica na região.

Alguns rios possuem afluentes assimétricos, sendo os de uma determinada margem mais extensos e também mais numerosos que os afluentes da margem oposta, fato esse facilmente visualizado nos cursos dos rios Taperubus, Papocas e rio do Galo. Esse último, praticamente não possui afluentes na sua margem direita, exceto próximo à sua cabeceira (Anexos A e B), evidenciando anomalias geomorfológicas indicadoras de atividades neotectônicas na região. Muitos dos rios e riachos da área são retilíneos, o que infere um forte controle estrutural atribuído à orientação de linhas de falha, a exemplo do rio Aterro e riacho Acaís.

A inflexão brusca nos cursos de rios e riachos também é denotada, atestando a influência tectônica de falhamento nas mudanças de rumo. O riacho do Buraco, ao norte da área de estudo (Anexo A), muda a sua direção S-N, logo próximo à cabeceira, para a direção L-W, completando o seu curso no sentido NE-SW. Já o rio Pitanga, ao sul da carta, sofre várias inflexões ao longo do seu curso, mudando, a princípio, da direção S-N para L-W, voltando a correr no sentido S-N, até sofrer uma nova inflexão que o direciona para L e, então segue o seu curso até o encontro com o rio Cupissura.

A carta geomorfológica (Anexo C) foi confeccionada de acordo com a metodologia desenvolvida por Ross (1992), descrita no capítulo 4. Para o referido autor, a cartografia, é ao mesmo tempo, instrumento de análise e de síntese da pesquisa geomorfológica e, além disso, é um dos caminhos mais claramente definidos para a pesquisa empírica no campo da geomorfologia.

Devido às singularidades locais, Furrier (2007) fez algumas adaptações à metodologia desenvolvida por Ross (1992) para atender à sua pesquisa e a sua escala de trabalho acrescentando as terminologias: formas de colúvio e terraço fluvial (Actf), formas de colúvio, terraço e planície fluvial (Actpf) e formas de terraço e planície marinha (Atpm), as quais, exceto a última, foram utilizadas neste trabalho.

Concorda-se com Griffiths e Abraham (2001) que os mapas geomorfológicos (para esta pesquisa, a carta) têm grande relevância para os estudos de planejamento ambiental, porque possibilitam compreender a distribuição espacial dos processos atuais e pretéritos, que são responsáveis pelas formas de relevo das paisagens contemporâneas. Nesse sentido, a representação cartográfica do relevo pode fornecer dados sobre as condições locais para ocupação ou, ainda, em caso de ocupação já concretizada, pode auxiliar na identificação de áreas com possíveis problemas no futuro.

Suertegaray (2002) dá uma tônica na concepção dos autores citados anteriormente quando advoga que o relevo, por ser constituinte da paisagem geográfica, deve ser entendido como um recurso natural indispensável para uma gestão ambiental adequada. Desse modo, enquanto integrante da paisagem, estabelece-se como um importante parâmetro a ser analisado.

A carta geomorfológica (Anexo C) condicionou pormenorizar as características do relevo e dispor de acordo com o grau de detalhes em que se fez a análise. Assim, a classificação começa pela grande estrutura em que se encontra a área, ou seja, o primeiro taxon correspondente à morfoestrutura (formação mais antiga no tempo geológico) que equivale à Bacia Sedimentar Pernambuco-Paraíba, à cobertura sedimentar de plataforma (Formação Barreiras) e aos sedimentos quaternários.

O segundo taxon correspondente à morfoescultura relaciona-se aos Baixos Planaltos Costeiros (Tabuleiros Litorâneos) e à Depressão do Abiaí. No terceiro taxon, reconheceram-se os Padrões de Forma de Relevo referentes às formas tabulares, os colúvios, os terraços e planícies fluviais e morros convexos.

No quarto taxon, identificaram-se quatro amplos tabuleiros com índice de dissecação 41 (Dt 41), com forte entalhamento dos vales (80 a 160 m) e com dimensão interfluvial muito

grande (> 1500 m); sendo o primeiro, aqui descrito, localizado ao sudoeste, o qual se configura como interflúvio dos rios do Galo e Dois Rios, nele se encontra o ponto mais elevado de toda a área de estudo (137 m). O segundo, localizado do centro para o oeste, apresenta-se bastante extenso no sentido longitudinal e se apresenta como interflúvio dos rios Dois Rios e Papocas.

O terceiro tabuleiro amplo situa-se ao noroeste. Esse tabuleiro se conforma como interflúvio do riacho Sal Amargo e rio Taperubus, encontra-se bastante recortado por vários córregos sem denominação e pelos riachos do Calaço, dos Poços, Tabatinga e Camassari. O último tabuleiro nessa classificação se estende na direção norte-leste e está situado à margem esquerda do rio Taperubus e à margem direita do rio Aterro, nele se encontra praticamente toda a área urbana de Alhandra; a sua porção norte é recortada pelos riachos do Buraco, Estiva e Tamataúpe (Anexo C).

Ainda, com relação aos Tabuleiros Litorâneos, foram identificados três com índice de dissecação 31 (Dt 31) e com entalhe dos vales médio (40 a 80 m) e dimensão interfluvial muito grande (> 1500 m); apresentam-se pouco extensos, estando um localizado ao sul da área de estudo, nas intermediações da Depressão do Abiaí e do rio Pitanga; ainda ao sul, o menos extenso, que se configura como interflúvio do rio do Galo e do rio Pitanga e o terceiro, que se estende de oeste para noroeste, sendo o interflúvio do riacho Sal Amargo e rio Papocas. Por fim, registra-se um tabuleiro localizado entre os riachos Muzumba e Cupissura, o qual apresenta índice de dissecação 32 (Dt 32), dimensão interfluvial muito grande (1500 a 700 m) e entalhamento dos vales considerado médio (40 a 80 m).

Vale salientar que todos os Tabuleiros Litorâneos da área pesquisada encontram-se aplainados, como resultado da denudação e do intemperismo propiciados pelas elevadas precipitações e pelas altas temperaturas, que ocorrem na região. No geral, são esculpidos pelos sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras e são bastante recortados pelos vários cursos de água, que formam a rede de drenagem local.

Registrou-se, também, a presença de quatro pequenos Padrões de Forma de Relevo, três dos quais localizados na Depressão do Abiaí à margem esquerda do rio Papocas. São três morros convexos: um denominado Morro do Quilombo, que apresenta índice de dissecação 21 (Dc 21). Paralelo a esse, encontra-se o outro com índice de dissecação 31 (Dc 31). Ao

norte dos já mencionados, encontra-se o terceiro, que apresenta índice de dissecação 21 (Dc 21) e, ao nordeste da área de estudo, próximo ao riacho João Gomes, localiza-se o quarto pequeno Padrão de Forma de Relevo, com índice de dissecação 21 (Dc 21) (Anexo C).

A estrutura desses morros é de calcário da Formação Gramame e se apresentam como morros testemunhos, que, segundo Suertegaray et al. (2008), são feições do relevo situada adiante de uma escarpa, mantida pela camada rochosa mais resistente e recebem essa denominação por ser testemunho da antiga posição da escarpa antes do recuo do front desta.

As formas de acumulação ou agradacionais são mais frequentes na porção leste-sudeste, onde se encontra a Depressão do Abiaí, seguida da porção leste nordeste em que se encontram muitas áreas baixas. Entretanto, como a área pesquisada apresenta uma vasta rede de drenagem, podem ser verificadas em muitas outras porções acompanhando os devidos cursos de água. Essas formas são constituídas de sedimentos quaternários.

Devido às dificuldades em distinguir tais formas em determinados locais e, também, pela escala utilizada, foram feitas associações para atender a essas particularidades, ou seja, Actpf (formas de colúvio, terraço e planície fluvial) e Actf (formas de colúvio e terraço fluvial), as outras formas verificadas foram Apf (formas de planície fluvial), Atf (formas de terraço fluvial) e Ac (forma de colúvio).

No sul-sudoeste da área, a forma Actpf ocorre em todo o curso do rio Dois Rios seguindo aos riachos Muzumba, Cupissura e Prata; também por todo o curso do rio Galo e a montante do rio Pitanga e em dois dos seus afluentes, sendo os mesmos em margens opostas. Na porção norte-noroeste-oeste, faz-se presente no riacho Estiva, do Buraco, do Calaço, dos Poços, Tabatinga, Camassari, e, no trecho do rio Taperubus, que tem os riachos citados como afluentes e subafluentes, exceto o Camassari; ainda é encontrada em trechos alternados do riacho Sal Amargo, em quase todo o trecho do rio Papocas e no riacho Tabuba. Verifica-se sua presença, também, no riacho Lava Mangaba na porção central e na porção norte-nordeste, no riacho Tamataúpe. Geralmente, ocorre estreitamente; exceto no rio Dois Rios (Anexo C).

A forma Actf ocorre da porção central em trechos dos rios Taperubus, Papocas, Pitanga e Cupissura e na jusante do riacho Lava Mangaba. Ao nordeste, é perceptível à margem direita do rio Aterro e nas duas margens do riacho Acaís. Com relação à forma Apf, é

predominante nas porções leste-nordeste e leste-sudeste, embora ocorra na porção central e, em pequenas proporções, na porção oeste-noroeste, sendo em um trecho do riacho sal Amargo e em uma área mínima do rio Papocas no extremo da área em pesquisa.

Na porção central, apresenta-se no rio Taperubus, no trecho do rio Papocas e do riacho Lava Mangaba onde confluem com esse o rio. Entretanto, como já mencionado, é nas porções leste-nordeste e leste-sudeste em que mais se notifica a sua presença em longos e largos trechos, que acompanham rios, tais como Aterro, Abiaí, Papocas, Cupissura, Pitanga e nas áreas mais baixas de toda a Depressão do Abiaí.

No que se refere à forma Atf, apresenta-se nas áreas entre os colúvios e as planícies alagáveis na Depressão do Abiaí, no vale do rio Aterro e no vale do riacho Acaís. Para Suertegaray et al. (2008) terraços são antigas planícies de inundação que foram abandonadas, portanto, são compostos de material dendrítico aluvial, suas estruturas sedimentares refletem os processos deposicionais conjugados aos processos de erosão do leito fluvial.

A forma Ac apresenta-se na base das vertentes, com elevadas declividades, dos rio Aterro e Abiaí, e dos riachos João Gomes e Acaís ao nordeste. Na porção leste, na base da vertente de um riacho sem denominação e de morros. Ao sudeste, na base das vertentes dos rios Papocas, Cupissura e Pitanga, bem como de córregos sem denominações. Suertegaray et al. (2008) afirma que o material coluvial tem composição granulométrica heterogenia e é transportado por ação gravitacional

Quanto aos perfis topográficos, são ferramentas fundamentais para a análise morfométrica, pois permitem observar detalhadamente as diferenças do relevo em um terreno e podem ter diversas aplicabilidades, dentre as quais orientar na construção de estradas, pontes e na urbanização. Essas ferramentas possibilitam analisar, também, o quinto taxon, referente às formas das vertentes e aos tipos de topos. Suertegaray et al. (2008) define vertente como uma forma tridimensional limitada a montante pelo interflúvio e a jusante pelo talvegue, modelada por processos morfológicos do passado e do presente.

Para Christofolletti (1980), as vertentes representam um dos mais importantes setores da pesquisa geomorfológica, englobando a análise de processos e formas, é um setor bastante

complexo, pois envolve a ação de vários processos responsáveis tanto pela formação como pela remoção do material detrítico.

Compreendendo a importância dos perfis topográficos, foram construídos cinco em pontos que abrangem características peculiares do relevo quanto à variação de altitude e a morfologia (Figura 6.3), sendo dois latitudinais A-A' (282000) e B-B' (290000) orientados no sentido N-S e três longitudinais C-C' (9172000), D-D' (9174000) e E-E' (9184000) na direção W-E (Figura 6.4).

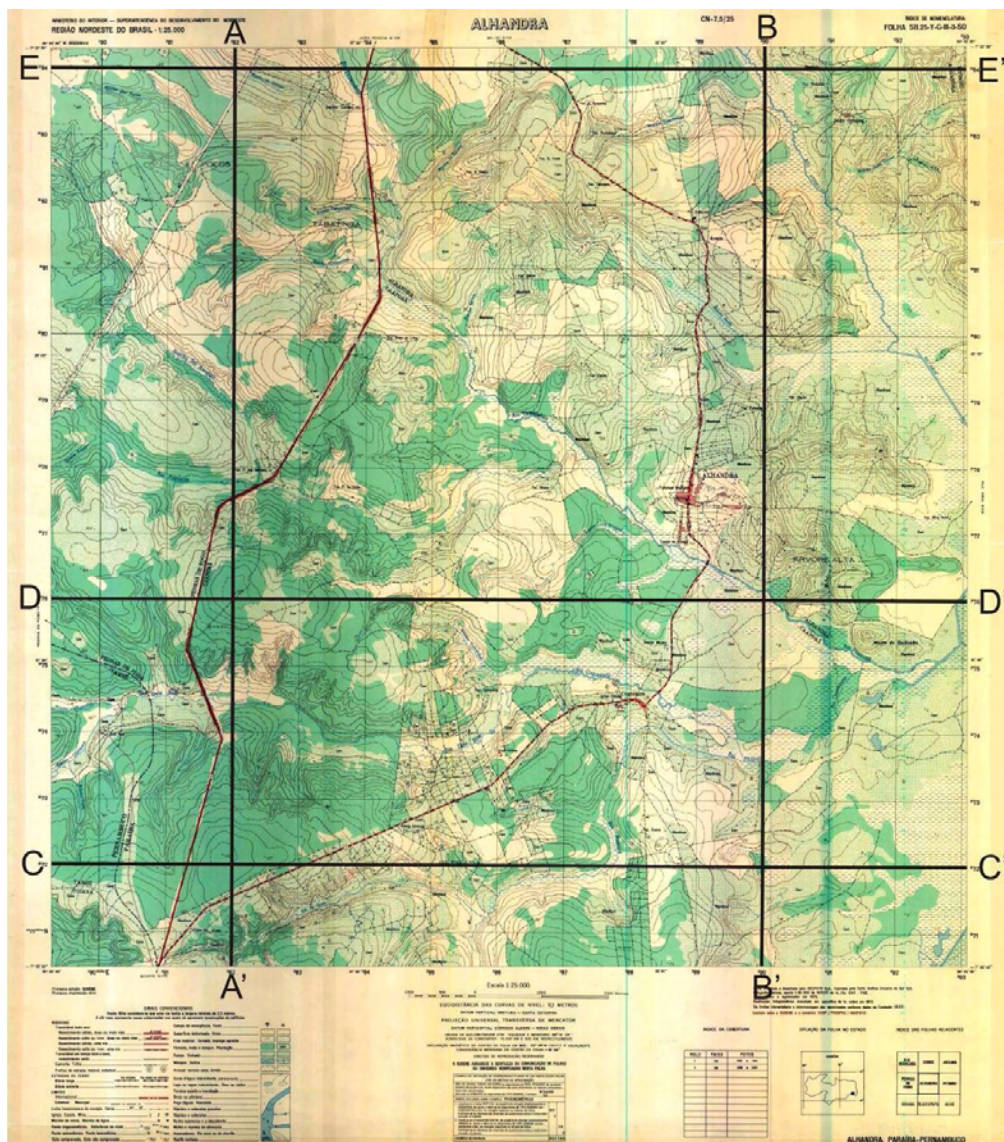


Figura 6.3 – Localização dos perfis topográficos na folha Alhandra – 1: 25.000 (Org.: GILVONETE FREITAS).

Mediante a observação do perfil A-A' (282000), percebe-se que as altitudes aumentam de norte para sul, no mesmo sentido em que está a sua orientação; apresenta um desnível

altimétrico máximo de 125 m (135 – 10). Nota-se que, do norte ao centro da área, a dissecação hidrográfica esculpiu vales estreitos em forma de V, como os dos riachos do Calaço, Tabatinga e Camassari; a exceção é o vale do riacho Sal Amargo, que é menos encaixado; os interflúvios são tabuleiros de topos aplainados e estreitos. Da porção central para o sul, os tabuleiros são largos e com topos suavemente ondulados.

As vertentes do vale do rio Dois Rios mostram rupturas de declives, configurando blocos escalonados. No geral, as vertentes desse perfil são retilíneas. Registra-se, também, basculamento no extenso tabuleiro localizado no extremo sul, o qual se configura como interflúvio do rio Dois Rios e rio do Galo, sugerindo ação neotectônica regional. O nível de base local da drenagem superficial apresenta-se a 20 m, ocorrendo no rio Papocas, na porção central (Figura 6.4).

No perfil B-B' (290000) orientado no sentido norte-sul, as baixas altitudes são predominantes e correspondem aos terraços fluviais, como se verificam nos riachos Acaís, Tamataúpe, bem como no rio Aterro e, às planícies aluviais, destacando-se, por sua extensão, a que está localizada ao sul, por onde fluem trechos dos rios Papocas, Cupissura e Pitanga. Essa planície está inserida na Depressão do Abiaí

As maiores elevações se aproximam de 75 m, sendo um morro de topo estreito, apresentando rupturas de declives, o qual está localizado ao norte e outro na porção central com topo estreito e aplainado, apresentando vertentes côncavas. Ainda, vale ressaltar a presença de um morrote com 20 m de elevação de topo estreito e plano situado entre duas planícies fluviais ao norte da área. O desnível altimétrico é de 70 m (75 – 5) (Figura 6.4).

O perfil C-C' (9172000) construído no sentido oeste-leste corresponde à porção onde se localiza o topo mais elevado de toda a área em estudo com aproximadamente 137 m, situado ao oeste. Trata-se de um tabuleiro de topo largo e aplainado, com uma extensão superior a 2000 m. Suas feições distorcidas indicam que houve esforços no relevo da região, pois se encontra basculado. As demais elevações são modestas, em média 50 m e reduzem-se continuamente até o extremo leste onde se registra a altitude mínima, que é de 2 m, na Depressão do Abiaí. O desnível altimétrico é de 135 m (137 – 2) e o nível de base local da drenagem superficial encontra-se a 20 m, ocorrendo no rio Pitanga, cujo trecho se encontra em uma planície alagável (Figura 6.4).

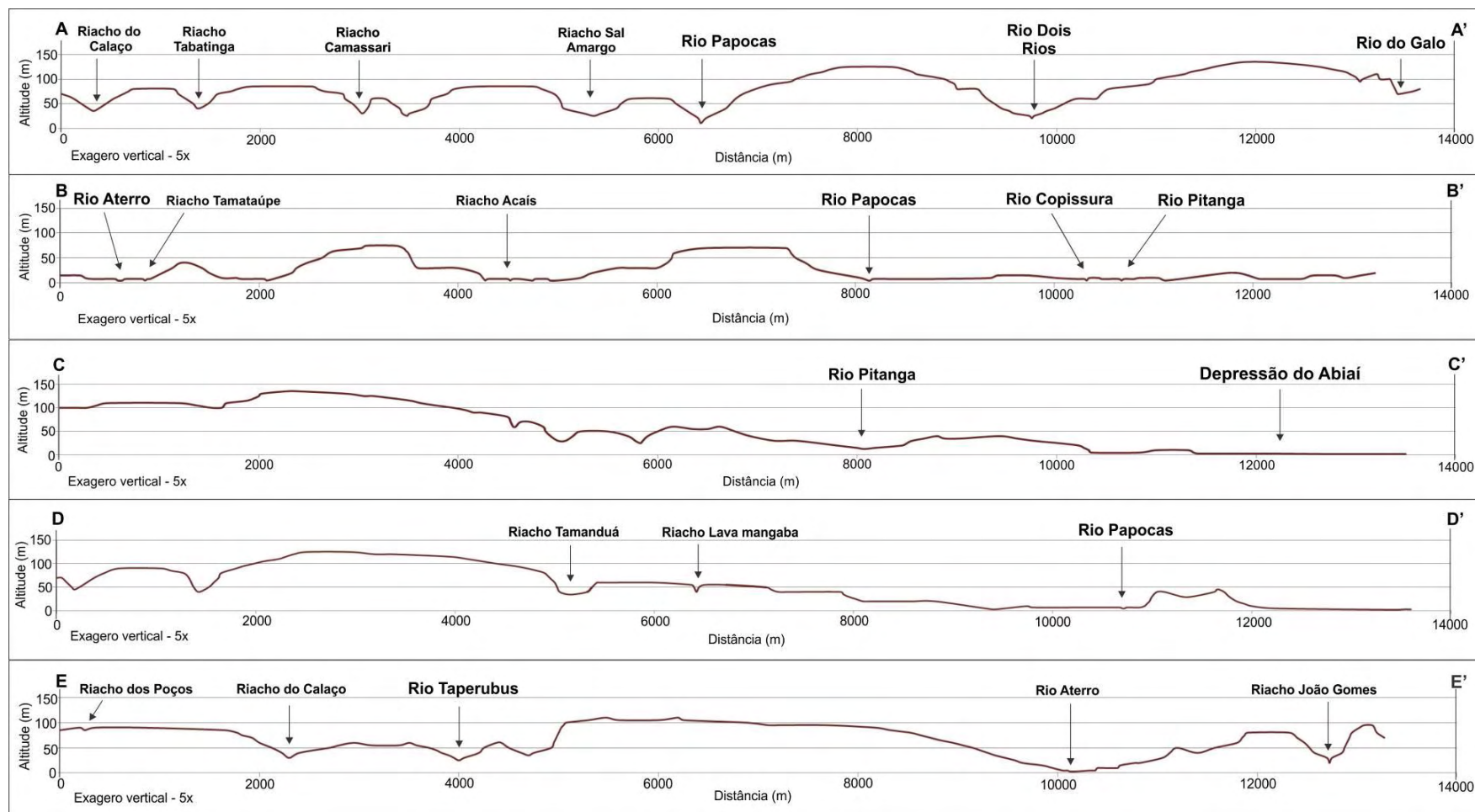


Figura 6.4 – Perfis topográficos latitudinais (segmento A-A', B-B') e longitudinais (segmento C-C', D-D', E-E') (Org.: GILVONETE FREITAS).

O perfil D-D'(9176000) orientado de oeste-leste revela a presença, no extremo oeste, de vales estreitos em forma de V, com entalhes fluviais de até 50 m e separados por um morro de topo estreito e aplainada; nessa região, visualiza-se, também, um tabuleiro de topo plano com mais de 3000 m de extensão e com aproximadamente 125 m de altitude. A partir desse tabuleiro, as altitudes decrescem significativamente, bem como a extensão dos demais tabuleiros.

Na porção central visualizam-se tabuleiros de topos planos e estreitos e com vertentes retilíneas, em altitudes que variam de 50 a 60 m, “cortados” pelo riacho Lava Mangaba. A porção leste é representada por uma extensa planície aluvial, na qual flui o rio Papocas em altitudes de aproximadamente 5 m e por um morrote de vertentes semiconvexas. No extremo leste, as elevações são de apenas 2 m (Figura 6.4, página 90).

O perfil E-E'(9184000) também orientado no sentido oeste-leste representa a área em que se localiza um tabuleiro com mais de 3000 m, topo plano, com 110 m de altitude, localizado na porção mais central e aparentemente basculado. Ao oeste, notam-se tabuleiros de topos planos com aproximadamente 2000 m de extensão que separam vales em forma de V, próximo ao rio Taperubus, visualiza-se um morro de topo estreito, bastante dissecado, com aproximadamente 60 m de altitude.

Ao leste, percebe-se o vale do rio Aterro, que se configura como uma planície aluvial. Após essa planície, as altitudes se elevam esculpindo um tabuleiro estreito e de topo plano com aproximadamente 80 m de altitude no entorno do riacho João Gomes, que flui em um vale estreito e bem encaixado e entalha em aproximadamente 75 m, pois, em sua margem direita existe um morro elevado, de topo estreito e com altitude em torno de 100 m. No geral as vertentes desse perfil são retilíneas (Figura 6.4, página 90).

As observações feitas em campo possibilitaram identificar e classificar os processos morfodinâmicos (sexto taxon), os quais foram registrados na carta geomorfológica (Anexo C), como os caules inclinados dos coqueiros e o aspecto “movimentado” do solo exposto, feições associadas a movimentos gravitacionais como rastejo de solo (*soil creep*) verificados na vertente de um tributário da margem esquerda, do rio do Galo (Foto 6.2), possivelmente em razão da declividade superior a 47% aliada ao crescimento de raízes, ao pisoteio de gado, à escavação de buracos pelos animais e, ainda, às ações antrópicas.

O rastejo é considerado o movimento mais lento do regolito, apenas alguns centímetros por ano. Sua velocidade é maior na superfície e diminui gradualmente até zero com a profundidade (CHRISTOFOLLETTI, 1980). Conforme Suertegaray et al. (2008), o processo de rastejamento decorre do movimento das partículas do solo provocadas pela retração ou expansão devido à maior ou menor umidade. Assim, a partícula em expansão (solo ressecado) eleva-se perpendicularmente à superfície, enquanto em contração (solo úmido) desloca-se para baixo no sentido vertical.



Foto 6.2 - Movimento de rastejo de solo (*soil creep*) em vertente de um afluente da margem esquerda do rio do Galo com declividade elevada, superior a 47%, verificado pelos caules inclinados dos coqueiros e pelo aspecto do solo exposto (Foto: MAX FURRIER, 2010).

Constatou-se movimento de massa, também, por meio de cicatriz de deslizamento, na vertente esquerda do riacho do Buraco, a qual é muito íngreme e, devido à estrada utilizada para o transporte da cana-de-açúcar, cortando-a horizontalmente, associada às condições litológicas, pedológicas e climáticas locais, provocou a ocorrência desse fenômeno (Foto 6.3), bem como na vertente direita do riacho Tabatinga, essa igualmente recoberta por cana-de-açúcar (Foto 3.3, página 51). Suertegaray et al. (2008) afirma que a cicatriz de deslizamento é a feição que fica evidente no terreno quando ocorrem movimentos de deslizamento, diferenciando-se pela forma no plano de ruptura.

Bigarella (2003) define o movimento de massa como o deslocamento de grande volume de material (solo e rocha) vertente abaixo sob influência da gravidade, sendo desencadeado pela interferência direta de outros meios ou agentes como água, gelo ou ar.



Foto 6.3 – Cicatriz de movimento de massa na vertente esquerda do riacho do Buraco. Notar que a vertente possui elevada declividade, entre 47-100%, e está sendo preparada para o cultivo da cana-de-açúcar (Foto: MARQUILENE SANTOS, 2011).

Na área urbana de Alhandra, registraram-se as feições erosivas de maiores expressões: três voçorocas situadas em bairros periféricos, pois, como afirma Guerra (2011), isso é bem comum em áreas urbanas em que a vegetação foi removida, a expansão da cidade foi feita sem um planejamento adequado; assim, as feições erosivas começam a se estabelecer, principalmente nas periferias urbanas, onde os cuidados das autoridades quase sempre ficam a desejar.

A primeira a ser descrita localiza-se no bairro do Oiteiro (Foto 6.4a) a qual, segundo moradores e, também, de acordo com o atual secretário de obras, Manuel Fernando da Silva Júnior, originou-se do frequente escoamento de água em função das lavagens dos filtros da Companhia de Água e Esgoto da Paraíba (CAGEPA) e de esgotos, que correm a céu aberto e são despejados nesse local (Foto 6.4b). Os moradores relatam que há vinte anos não se

percebia a sua formação e o trânsito de pessoas e automóveis era possível. Entretanto a CAGEPA se defende alegando que o processo é resultado da intensidade de chuvas na região, principalmente no outono/inverno.

Atualmente, estima-se que sua profundidade chega a 15 m em alguns pontos, atingindo cerca de 10 m de largura com recuo para 5 m e se estendendo por mais de 500 m, inclusive avançando no sentido do manancial que abastece a cidade, o rio Taperubus, contribuindo para o assoreamento e a poluição devido ao transporte de sedimentos, lixo doméstico e esgotos sem tratamento.

Para conter o avanço, a prefeitura, por meio da secretaria de obras, recobre as bordas com lonas plásticas e empilha rochas na cabeceira (Foto. 6.4c). São medidas que não resultam em solução. Como a área apresenta litologia sedimentar, a erosão se processa rapidamente. De acordo com o atual secretário de obras, muitas carradas de areia já foram depositadas na tentativa de reduzir a profundidade; no entanto, são transportadas pelo frequente escoamento de água da CAGEPA e pelas chuvas que encontram situação favorável devido ao solo constantemente úmido. Ainda, segundo o secretário, a prefeitura está buscando minimizar o problema e será construído um dissipador de energia, acumulando rochas em degraus.

Esse agravamento ambiental está se refletindo nos aspectos econômicos e sociais, visto que, as casas situadas ao lado, a aproximadamente quatro metros, apresentam fissuras nas paredes, atribuídas pelos proprietários como consequência dessa feição erosiva, que está abalando as estruturas dessas residências (Foto 6.4d).



Foto 6.4a – Voçoroca no bairro Oiteiro em Alhandra PB. Notar despejo de esgoto (Foto: MARQUILENE SANTOS, 2011). **Foto 6.4b** – Escoamento de água devido às lavagens dos filtros da CAGEPA (Foto: MARQUILENE SANTOS)

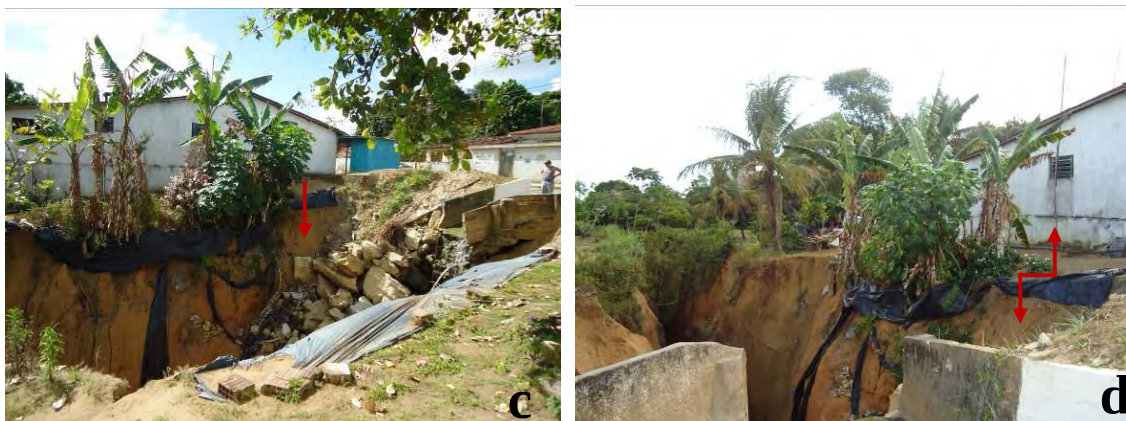


Foto 6.4c - Lonas plásticas nas bordas e rochas nas cabeceiras da voçoroca para conter o avanço da erosão (Foto: GILVONETE FREITAS, 2011). **Foto 6.4d** - Casa residencial localizada a menos de quatro metros da voçoroca (Foto: GILVONETE FREITAS, 2011).

Quanto às outras voçorocas identificadas na área urbana de Alhandra, uma se encontra no bairro Nova Alhandra, em frente a uma escola municipal, apresentando em alguns pontos 4 m de profundidade, 6 m de largura próximo à cabeceira recuando para 1 m, em alguns pontos, e se estende por aproximadamente 400 m (Foto 6.5a); a outra, localizada próximo à Pastoral da Criança no bairro Bela Vista, com uma profundidade em média de 5 m, alargando-se por 2 m em alguns trechos e se estendendo por aproximadamente 300 m (Foto 6.5b).

Essas também são consequências do crescimento desordenado da cidade e da falta de serviços de saneamento básico, pois se originaram e estão se expandindo devido ao escoamento de esgotos domésticos. Nesse sentido, Guerra e Mendonça (2010) relatam que a erosão urbana é um fenômeno típico de países em desenvolvimento, praticamente não existindo nos países desenvolvidos.



Foto - 6.5a – Voçoroca no bairro Nova Alhandra – Alhandra – PB, próxima de uma escola municipal e de casas residenciais (Foto: GILVONETE FREITAS, 2011) **Foto - 6.5b** – Voçoroca no bairro Bela Vista, área periférica em Alhandra – PB, nas proximidades da Pastoral da Criança (Foto: GILVONETE FREITAS, 2011).

Como afirma Guerra (2003), todas as maneiras de ocupação na superfície da Terra são feitas sobre alguma forma de relevo e sobre algum tipo de solo e eles darão as suas respostas se não forem respeitados, conforme o nível de degradação provocado e o grau de resistência do meio físico atingido. Selby (1993, apud GUERRA, 2011), diz que as voçorocas são mais comuns em: solos profundos formados em loess; solos de origem vulcânica; aluviões; colúvio; cascalho; areias consolidadas e detritos resultantes de movimento de massa típicos de áreas urbanas.

No que se refere ao índice Relação Declividade-Extensão (RDE) foi aplicado em onze cursos de água, os quais têm a cabeceira e a foz na área de estudo (Figura 6.5) e, dentro desse critério, são os mais extensos. No geral, encontram-se na porção norte, exceto o rio do Galo e o riacho Lava Mangaba. Calcularam-se, então, o RDE_{total} (Tabela 6.3) e o $RDE_{segmento}$ (Tabela 6.4) para se averiguarem possíveis setores anômalos.

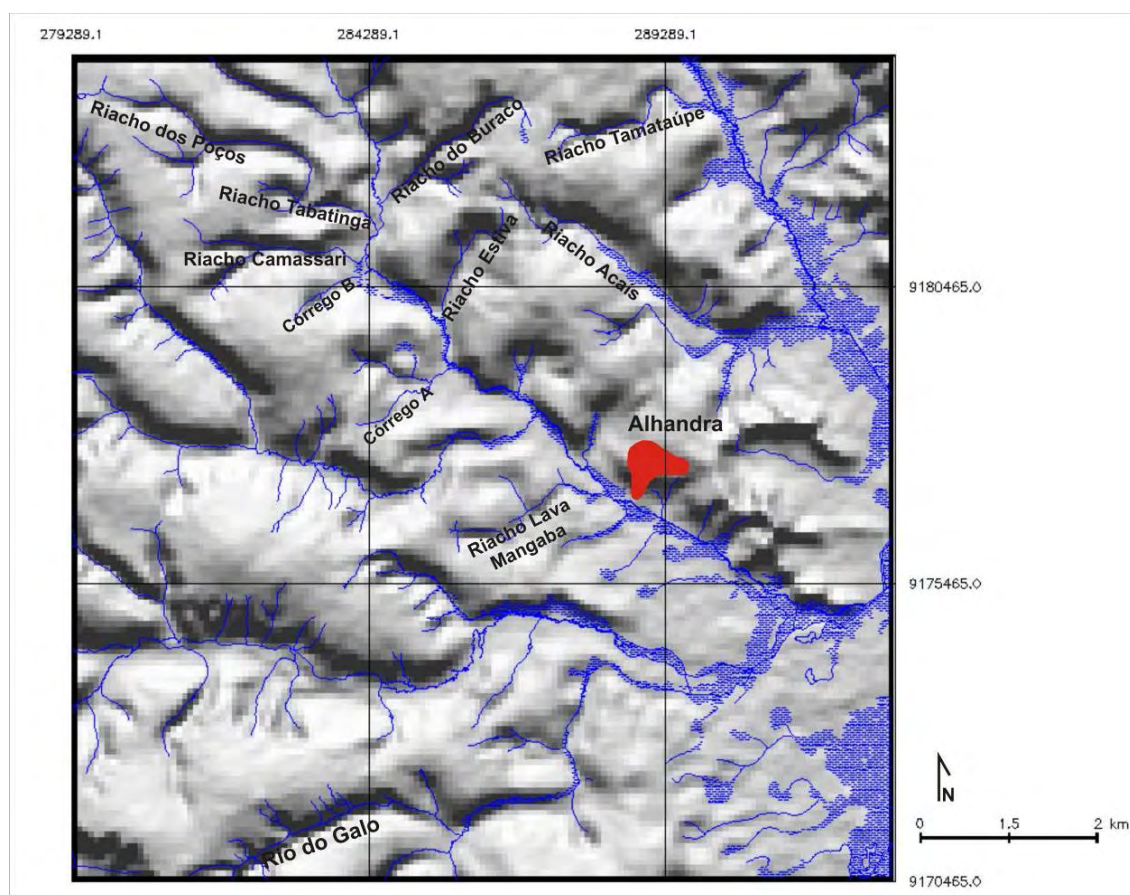


Figura 6.5 – Imagem sombreada (azimute 180°) a partir da imagem SRTM (SB-25-Y-C) destacando os cursos de água em que se aplicou o RDE (Org.: GILVONETE FREITAS).

Tabela 6.3 – Relação Declividade Extensão (RDE) para cursos d’água selecionados da área de estudo (RDE_{total}).

Nome do rio	Curso do rio (m)	Linha reta (m)	Diferença de altitude (m)			RDE_t (total)
Riacho dos Poços	2404,68	2049,90	90	50	40	46,92
Riacho Tabatinga	2460,74	2168,80	70	15	55	62,40
Riacho Camassari	3248,65	2636,05	60	15	45	55,46
Riacho do Buraco	3583,65	2835,49	95	15	80	101,10
Riacho Estiva	2698,94	2253,77	80	15	65	77,84
Riacho Lava Mangaba	3410,22	2752,38	40	10	30	37,17
Riacho Tamataúpe	4403,01	2883,44	90	05	85	129,80
Riacho Acaís	5431,00	5039,09	80	02	88	84,07
Córrego A	2156,40	1946,08	75	15	60	66,48
Córrego B	1642,00	1543,15	100	15	85	90,45
Rio do Galo	5639,04	5639,04	110	15	85	98,52

Tabela 6.4 - Relação Declividade Extensão (RDE) para cursos d’água selecionados da área de estudo ($RDE_{segmento}$).

Nome do rio	Segmento (m)	Linha reta (m)	Diferença de altitude (m)			RDE_s (segmento)
Riacho dos Poços	1349,08	1063,03	90	45	45	57,10
Riacho Tabatinga	1300,63	1198,40	70	20	50	54,27
Riacho Camassari	1578,41	1461,26	60	28	32	34,56
Riacho do Buraco	2039,94	1459,00	95	30	65	90,88
Riacho Estiva	1198,96	917,29	80	15	65	84,95
Riacho Lava Mangaba	1525,58	1189,51	40	20	20	25,65
Riacho Tamataúpe	1220,80	1021,38	90	30	60	71,71
Riacho Acaís	1779,62	1695,10	80	08	72	75,59
Córrego A	675,46	628,98	75	30	45	48,32
Córrego B	381,59	376,63	100	30	70	70,92
Rio do Galo	1118,87	1069,35	110	55	55	57,54

Adotando-se os critérios estabelecidos por Seeber e Gornitz (1983, apud ETCHBEHERE et al., 2006) para se verificar setores anômalos por meio dos cálculos RDE_s/RDE_t encontraram-se os seguintes resultados: riacho dos Poços = 1,21; riacho Tabatinga = 0,52; riacho Camassari = 0,62; riacho do Buraco = 0,90; riacho Estiva = 1,09; riacho Lava Mangaba = 0,69; riacho da Tamataúpe = 0,55; riacho Acaís = 0,90; córrego A = 0,72; córrego B = 0,78 e rio do Galo = 0,58.

Analisando-se os valores encontrados, não se pode indicar nenhum setor anômalo, pois, como já mencionado para anomalias de 2ª ordem, os valores estão entre 2 e 10 e de 1ª ordem superiores a 10. Contudo, deve-se considerar que os cursos de água trabalhados nesta pesquisa são de pequena extensão, os quais variam entre 1642,00 (Córrego B) e 5639,04 m (rio do Galo). Destaca-se que Guedes et al. (2009), aplicando o índice RDE na em cursos da bacia do rio Santo Anastácio – SP, adotaram como critério as drenagens com extensões superiores a 8000,00 m e Etchebehere et al. (2004) trabalharam com extensões, ainda maiores, superiores a 15000,00 m.

Outro fato a ser ponderado é que o índice aumenta onde o rio flui sobre rochas mais resistentes e reduz onde percorre um substrato mais macio. Assim, os resultados obtidos (inferiores a 2) podem estar relacionados à localização dos cursos em áreas sedimentares. Logo, esse índice não pode invalidar as evidências de anomalias verificadas por meio das inflexões bruscas dos cursos de rios, dos canais retilíneos e, principalmente, das drenagens assimétricas verificadas nas análises das cartas hipsométrica e clinográfica.

Referente ao índice de densidade de drenagem (Dd), foi confeccionado, a princípio, abrangendo todos os cursos de água da área de estudo e utilizou-se a equação estabelecida por Robert E. Horton (1945, apud CHRISTOFOLETTI, 1980) descrita no capítulo 5. O resultado alcançado para essa variável morfométrica (Tabela 6.5) foi analisado conforme as características físicas locais.

Tabela 6.5 – Características morfométricas obtidas a partir da confecção do Índice de Densidade de Drenagem aplicado em toda a área de estudo.

Características morfométricas	Valores
Área	192,50 km ²
Perímetro	55.52 km
Total de canais	232
Comprimento dos canais	198,90 km ²
Dd km/km ²	1,03 km/km ²

As características climáticas, litológicas e pedológicas inferem na densidade de drenagem, porque esses elementos agem diretamente no sistema hídrico, podendo refletir um controle tectônico e/ou mesmo pedológico. A área em estudo apresenta baixa capacidade de drenagem, pois o índice encontrado foi de apenas 1,03 km/km², típico de índices de terrenos sedimentares muito porosos e permeáveis.

Analisando os valores baixos de densidade de drenagem, esses estão, geralmente, associados a regiões de rochas permeáveis e de regime pluviométrico caracterizado por chuvas de baixa intensidade ou pouca concentração da precipitação. Esse último fator contraria o resultado obtido, pois se trata de uma região com alta pluviosidade, principalmente, nas estações outono/inverno e não apresenta período seco. Desse modo, deve-se considerar a influência dos tipos de solos, como justificam Hiruma e Ponçano (1994) ao atribuírem o baixo índice de drenagem na área do rio Pardo aos latossolos, que são solos permeáveis e no caso em estudo atribui-se, também, aos sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras.

Na área da pesquisa, predominam, majoritariamente, os Argissolos Vermelho-Amarelos, seguidos de Latossolos Vermelho-Amarelos, ou seja, tipos de solos permeáveis por onde correm a grande maioria dos cursos dos rios, provocando, portanto, uma baixa razão deflúvio/infiltração. Além disso, destaca-se que se trata de uma litologia sedimentar, sinônimo de rochas permeáveis, o que reforça o resultado obtido.

A densidade de drenagem também é condicionada pela declividade; então, como o local pesquisado apresenta-se com 80,91% na classe de 0-12%, logo, esse dado contribui para a baixa densidade de drenagem, por favorecer a infiltração da água e, desse modo, o escoamento superficial é inferior.

A variável morfométrica também foi utilizada para averiguar por regiões; então, foi confeccionada na região centro-oeste-norte, obtendo um índice de 1,29 km/km²; na região centro-norte-leste cujo valor é igual a 0,90 km/km²; na região centro-leste-sul em que o resultado equivale a 0,68 km/km² e, na região centro-sul-oeste, tendo como índice 1,11 km/km² (Tabela 6.6). Percebe-se, portanto, que os números apresentados por regiões não diferem daquele da área total, isto é, mostram, igualmente, uma baixa capacidade de drenagem. Ressalva-se que, as regiões apresentam áreas diferentes porque os pontos discriminados não correspondem precisamente ao real, principalmente, o centro, uma vez que, o arranjo da drenagem não permite essa divisão exata.

As porções centro-oeste-norte e centro-sul-oeste apresentam índices um pouco mais elevados que as outras duas. A explicação provável é a declividade, que, em alguns pontos,

varia de 47 a 100%, sendo superior a 100% em locais restritos, uma vez que a litologia e a pedologia são semelhantes e, obviamente, a maior concentração de cursos de água.

Tabela 6.6 – Resultados dos índices de densidade de drenagem por regiões.

Região	Comprimento dos canais	Área	Densidade de drenagem
Centro-oeste-norte	79,35 km	61,06 km/km ²	1,30 km/km ²
Centro-norte-leste	40,70 km	58,23 km/km ²	0,70 km/km ²
Centro-leste-sul	23,31 km	34,13 km/km ²	0,68 km/km ²
Centro-sul-oeste	55,54 km	39,08 km/km ²	1,42 km/km ²
Total	198,90 km	192,50 km/km ²	1,03 km/km ²

Resultados semelhantes foram encontrados por Girão (2007) ao confeccionar índice de densidade de drenagem na porção leste-nordeste da sua área de estudo, localizada na zona sul da cidade de Recife - PE, obtendo números que variam de 0,5 a 1,5. Segundo o pesquisador, devem-se à baixa declividade (inferior a 15°) em topos de interflúvios e planícies fluviais, à densidade ocupacional incipiente às margens da rodovia BR-101 Sul e à baixa impermeabilização do solo nessas áreas em processo de ocupação, tanto em vias públicas como em terrenos apropriados para fins residenciais.

Os índices obtidos nesta pesquisa, seja o da área total, sejam os das regiões, observando que esses só confirmam o primeiro, atestam que a suscetibilidade a processos erosivos não é elevada, corroborando o que foi verificado nos trabalhos de campo, em que não se registraram feições erosivas de grandes extensões e profundidades, exceto voçorocas na área urbana de Alhandra – PB.

Ainda, pode-se observar que os interflúvios são tabuleiros de topos aplainados e muitos deles bastante extensos, principalmente ao oeste e, ao leste são, na maioria, planícies, características essas que facilitam a infiltração (Figuras 6.6 e 6.7). Logo, subentende-se que os índices correspondentes à produção e transporte de sedimentos provenientes dos interflúvios locais são baixos, mesmo certificando a presença de vales dissecados.

Entretanto, como já foi mencionado no tópico Hidrografia, os rios da região encontram-se assoreados, o que se pode inferir que a grande proporção de sedimentos é oriunda das áreas adjacentes, onde se encontram as montantes desses cursos de água e os processos erosivos são mais intensos devido aos níveis mais elevados de energia da corrente (*stream power*). A sedimentação ocorre, também, devido ao carreamento, principalmente nas

vertentes, em função das elevadas precipitações, que acontecem com maior frequência nos meses de março a agosto.

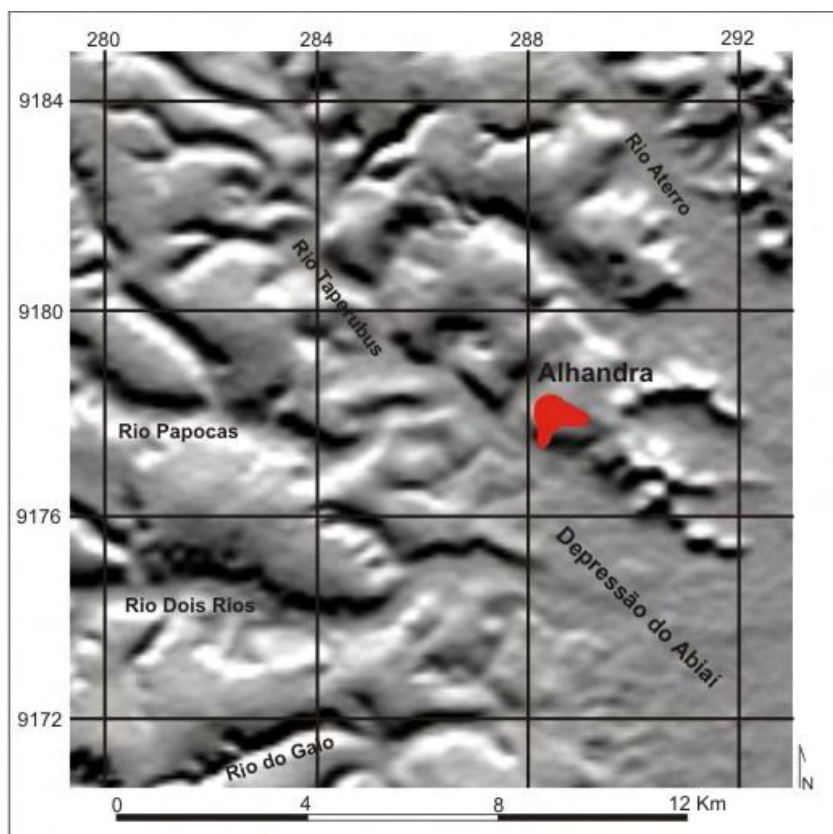


Figura 6.6 - Imagem SRTM (<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/index.htm>). Observar interflúvios formados, no geral, por tabuleiros de topos aplainados e, ao leste, por planícies (Org.: GILVONETE FREITAS).

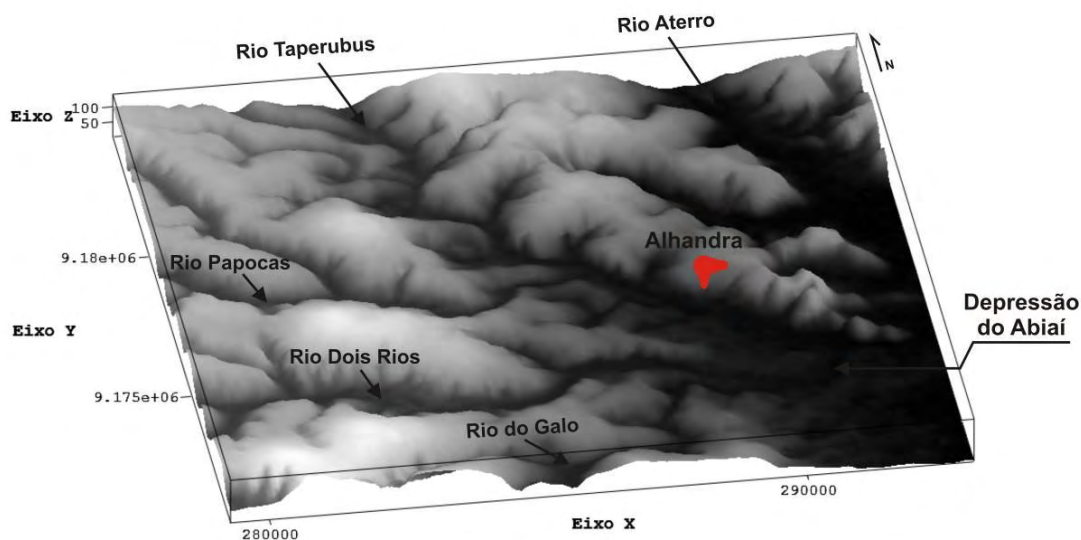


Figura 6.7 – Imagem 3D da área de estudo, obtida a partir da imagem SRTM (SB-25-Y-C). Perceber detalhes do relevo, a exemplo dos interflúvios extensos e aplainados (Org.: GILVONETE FREITAS).

6.2 CARACTERIZAÇÃO DE SOLO DOS TOPOS DE TABULEIROS

Por meio de análises laboratoriais realizadas em amostras de solo coletadas em topos de tabuleiros, em áreas distintas (Figura 6.8), verificou-se que, no que se refere ao pH, todas as amostras comprovaram acidez no solo, variando de fortemente ácido a moderadamente ácido, conforme as Classes de Reação do Solo elaboradas pela Embrapa (2006) (Quadro 4.3, página 74).

Provavelmente, esse resultado é devido à formação do solo por grãos de quartzo, como atestado na análise da densidade das partículas. A pesquisa foi realizada em uma região de clima tropical úmido, caracterizada por elevadas precipitações e altas temperaturas e essas condições promovem a rápida decomposição da rocha com a lixiviação de bases trocáveis, por conseguinte, intemperização do solo restando os constituintes mais resistentes e abundantes como o quartzo.

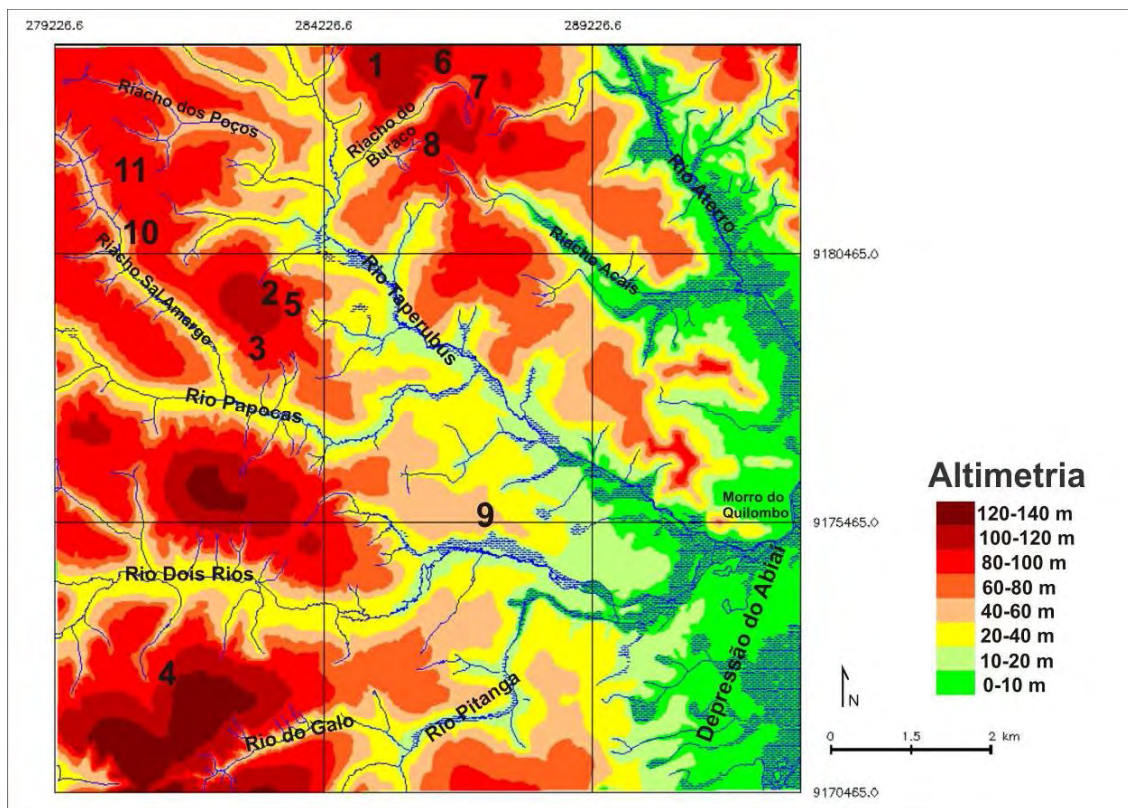


Figura 6.8 – Carta hipsométrica com a localização dos pontos onde foram coletadas amostras de solo para análises laboratoriais (Org.: GILVONETE FREITAS).

Em se tratando da densidade do solo, as análises mostraram resultados elevados, ou seja, nove variam entre 1,50 e 1,66 g/cm³, os quais são condizentes com o solo analisado, cuja textura apresenta alta porcentagem de areia. As outras duas, em que os valores foram inferiores: 1,35 e 1,43 g/cm³, indicam maior quantidade de matéria orgânica, pois como explica Ferreira (2010), isso faz com que haja maior porosidade dentro e entre os agregados, reduzindo, portanto, a densidade desse elemento.

Quanto à densidade das partículas, dez apresentaram resultados que alternam entre 2,50 e 2,62 g/cm³, implicando em um solo mineral com presença de quartzo. Apenas uma amostra mostrou valor mais baixo, apenas 1,73 g/cm³, confirmando, portanto, a grande quantidade de matéria orgânica na sua formação (Tabela 6.7). Vale salientar que diferente das demais, que foram coletadas na parte mais superficial do solo (topo), essa se fez numa profundidade aproximada de 50 cm.

Tabela 6.7 - Resultado das análises de amostras de solo.

Amostras	pH (H ₂ O) 1: 2,5	Ds g/cm ³	Dp g/cm ³	Granulometria 100%		
				Areia	Silte	Argila
1	6,36	1,52	2,62	88,71	4,89	6,40
2	5,77	1,55	2,53	96,38	3,52	0,10
3	4,79	1,58	2,50	88,50	6,20	5,30
4	5,36	1,50	2,60	95,92	2,08	2,10
5	5,30	1,66	2,50	95,96	3,94	0,10
6	6,23	1,35	2,60	85,92	4,58	9,50
7	5,49	1,54	2,50	96,32	1,68	2,00
8	4,92	1,62	2,51	95,30	4,60	0,10
9	4,41	1,50	1,73	92,55	3,45	4,00
10	4,94	1,58	2,60	96,60	3,30	0,10
11	5,09	1,43	2,56	97,80	2,00	0,20

Com relação à granulometria, constatou-se que a fração areia é preponderante, sendo que a amostra com menor porcentagem apresentou 85,92% e a maior atingiu 97,80%. A fração silte, em todas as amostras, foi pouco representada, variando de 1,68% a 6,20%, o mesmo ocorrendo com a fração argila, que alternou entre 0,10% a 9,50%.

A baixa porcentagem na fração silte indica que se trata de um solo maduro, pois, por ser instável, apenas os solos jovens possuem grande proporção dessa fração. Já a predominância da fração areia com pH ácido corrobora o processo de etchplanação, no qual,

segundo Passos e Bigarella (2009), o intemperismo químico é fundamental e acelerado quando há um soerguimento da área, rebaixando, portanto, o nível de base.

6.3 CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA QUANTO À OCUPAÇÃO E AO USO DA TERRA

O conhecimento geomorfológico insere-se no diagnóstico das condições ambientais, contribuindo para orientar a alocação e o assentamento das atividades humanas (CHRISTOFOLETTI, 2009). Os trabalhos de campo permitiram observar características quanto à ocupação e ao uso da terra, sendo complementadas por meio de análises de imagens orbitais em formato digital HRC (CBERS 2B) e do Google Earth, as quais foram sintetizadas na carta de ocupação e uso da terra.

Para a confecção da carta de ocupação e uso da terra (Anexo D), foram determinadas nove formas: Floresta Ombrófila Densa/Floresta Densa Aluvial; Savana Florestada; vegetação com influência fluvial; cultura temporária e permanente; cana-de-açúcar; pastagem natural e/ou plantada; área urbana, solo exposto e cursos de água.

Considera-se pertinente esclarecer que as formas conjugadas, ou seja, a primeira, a quarta e a sexta, assim estão por se apresentarem bastante próximas ou, até mesmo, intercaladas, dificultando um mapeamento distinto. Por meio desse produto cartográfico, pode-se estabelecer a área de ocupação e uso por cada forma, bem como a respectiva porcentagem (Tabela 6.8), (Figura 6.9).

Tabela 6.8 – Formas de ocupação e uso da terra.

Formas	Área (km ²)	%
Floresta Ombrófila Densa/Floresta Densa Aluvial	13,43	6,98
Savana Florestada	1,50	0,78
Vegetação com influência fluvial	11,65	6,05
Cultura temporária e permanente	36,27	18,84
Cana-de-açúcar	124,34	64,07
Pastagem natural/plantada	0,93	0,48
Área urbana	2,48	1,29
Solo exposto	1,40	0,73
Cursos de água	1,50	0,78
Total	192,50	100,00

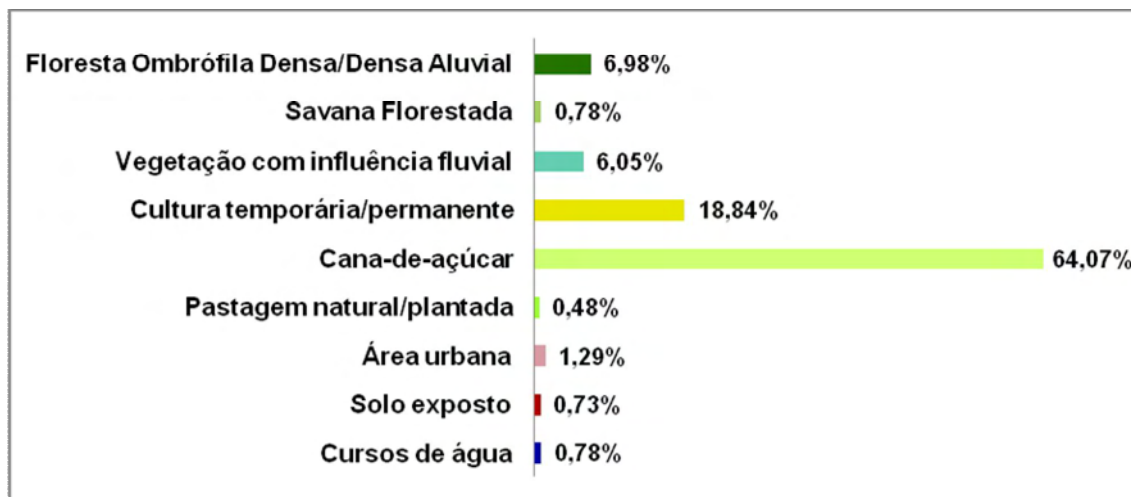


Figura 6.9 – Gráfico representando as formas de ocupação e uso da terra da área pesquisada (Org.: GILVONETE FREITAS).

Embora a cana-de-açúcar ainda continue sendo a atividade agrícola predominante, outros usos vêm se destacando nesse espaço, a exemplo das culturas temporárias e permanentes, o que, em alguns casos, ocorre em locais antes ocupados com aquela cultura, principalmente naqueles em que há forte concentração de projetos de assentamento, como ao leste da área dessa pesquisa, onde se localizam os assentamentos Subaúma em Pitimbu – PB; Acaís, Tapulu, Árvore Alta em Alhandra - PB e Muitos Rios em Caaporã – PB.

Além da agropecuária, a expansão acelerada da ocupação urbana tem provocado a supressão da vegetação. Desse modo, a Floresta Ombrófila Densa (Floresta Pluvial Tropical) e a Floresta Densa Aluvial, que ocupam uma área de aproximadamente 13,43 Km², correspondente a 6,98%, estão representadas, ao oeste da área de estudo, apenas por remanescentes com extensão e adensamento variados, que são encontrados próximo aos cursos fluviais, especialmente nas cabeceiras e em locais com declividades muito elevadas que impossibilitam e/ou dificultam a mecanização, as construções civis e outras obras de engenharia.

Nos trechos dos rios Papocas, Dois Rios e Pitanga, ao oeste, registram-se as mais extensas faixas de florestas (Floresta Ombrófila Densa e Floresta Densa Aluvial), equivalentes a aproximadamente 7,0 km, 3,8 km e 2,7 km respectivamente, bem como nos riachos dos Poços (1,8 km) e Tabatinga (2 km), ressaltando que se trata de faixas estreitas, que variam de 25 m a 625 m, com predominância para as larguras inferiores. A faixa mais

larga se encontra ao longo da BR 101, entre os rios Papocas e Taperubus com, aproximadamente 1,9 km de extensão e atingindo em um trecho 1,5 km (Anexo D).

Com relação à Savana Florestada (Cerradão), essa é encontrada, principalmente em topos de tabuleiros, onde estão presentes espodossolos com alto teor de acidez e elevada porcentagem de areia. Foram verificadas apenas três manchas isoladas, possíveis de serem mapeadas; a mais extensa, com aproximadamente 1,9 km, encontra-se à margem direita do riacho Lava Mangaba e estende-se no sentido da PB 32; a segunda, ao norte, entre os riachos do Buraco e Acaís e a terceira à margem esquerda do rio do Galo, no seu médio curso. Essa vegetação ocupa uma área que se aproxima de 1,5 km², equivalente a 0,78% (Anexo D).

No que diz respeito à vegetação com influência fluvial, essa foi detectada na porção leste da área pesquisada, exatamente onde se encontram as maiores planícies alagáveis; abrange uma área de aproximadamente 11,65 km², correlativo a 6,05%, sendo visualizada ao longo do curso dos rios Aterro e Abiaí, equivalendo a uma extensão em torno de 8,5 Km e com trechos que atingem, aproximadamente, 1 km de largura, abarcando, também, os riachos João Gomes e Acaís, respectivamente afluentes dos rios anteriormente citados.

Além da faixa descrita com vegetação com influência fluvial, foram registradas mais quatro: a primeira acompanha o curso do rio Papocas, na porção leste, com uma extensão aproximada de 6,7 km, sendo, no geral, mais estreita que a anterior. A segunda apresenta-se em trechos dos rios Copissura e Pitanga com uma extensão em torno de 3,5 Km, e as outras duas, ao sul dessa porção, acompanhando cursos sem designação, com extensões mais modestas: 2,1 km e 2,7 km. A área de estudo apresenta, também, resquícios da Floresta Ombrófila Densa das Terras Baixas. Entretanto são pequenas manchas e, por isso, não foi possível registrá-la na carta ora descrita.

No tocante às culturas temporárias e permanentes, a maior expansão encontra-se ao leste-nordeste, onde, como já foi mencionado, localizam-se os projetos de assentamentos, nos quais se desenvolvem plantações de coqueiros, mamoeiros, bananeiras, aceroleiras, milho, feijão, macaxeira, inhame, mandioca batata e horticulturas (Anexo D).

Na porção localizada entre os riachos Tabatinga e Camassari, foi registrada uma área com aproximadamente 2,9 km de extensão, na qual, além das já mencionadas culturas

temporárias e permanentes, desenvolve-se a plantação de abacaxizeiros. No geral, essas atividades envolvem em torno de 37,27 km², ou seja, 18,84% de toda a área pesquisada.

Quanto à cana-de-açúcar, essa monocultura ocupa uma área de 124,34 km², correspondente a 64,64%. Desenvolve-se, principalmente, na porção oeste, que é constituída, predominantemente, por extensos tabuleiros. Ao leste da área pesquisada, também existem extensas áreas ocupadas pela mencionada monocultura, como se pode perceber em trabalhos de campo, inclusive em áreas alagáveis da Depressão do Abiaí, às margens dos rios Papocas e Pitanga. Sendo, ainda, detectada ao norte dessa porção nos vales do rio Aterro e do riacho Tamataúpe, assim como à margem esquerda do rio Taperubus e à margem direita do riacho Acaís.

Com relação à pastagem natural e/ou plantada ocupa uma área equivalente a 0,93 km², equivalente a 0,48%, denotada em pontos distintos, sendo ao leste e ao norte da área de estudo. Em se tratando da área urbana, essa abrange aproximadamente 2,48 km², ou seja, 1,29% e corresponde ao município de Alhandra - PB e ao distrito de Cupissura em Caaporã - PB.

Com referência aos solos expostos, compreendem uma área de aproximadamente 1,40 km², correspondente a 0,73%, que muitas vezes, são os areais com alto teor de acidez, constatado nas análises laboratoriais feitas para esta pesquisa. Finalmente, considerou-se pertinente incluir, nas formas de ocupação, os cursos de água, uma vez que a área possui 232 canais. Entretanto, se constatou que ocupam, apenas, 1,50 km² (0,78%), pois, além de muitos serem pouco extensos, são, também, estreitos; a grande maioria não atinge 20 m de largura, exceto alguns trechos dos rios Taperubus, Papocas, Copissura, Aterro e Abiaí que se apresentam mais largos, com aproximadamente 30 m.

6.3.1 OCUPAÇÃO E USO IRREGULARES QUANTO À DECLIVIDADE

Conforme a carta de uso e ocupação da terra irregular quanto à declividade (Anexo E), dos 192,50 km² que constituem a área em estudo, 36,73 km², que representam 19,09%, encontram-se em declividades superiores a 12%, destes, apenas 3,56 km² (9,69%) estão recobertos por vegetação nativa, ou seja, conservados, e 0,55 km² (1,49 %) são ocupados por

área urbana, porém, ressalva-se que está de acordo com a Lei 6766/79 que estabelece o limite de 30%, sendo este o caso. Enquanto que, 32,65 km² (88,82%) apresentam-se usados e ocupados pela cana-de-açúcar, cultura temporária/permanente e solo exposto; abrangendo, respectivamente, áreas de 24,20 km² (65,83%), 8,20 km² (22,30%) e 0,25 km² (0,69%), ou seja, de forma irregular (Figura 6.10).

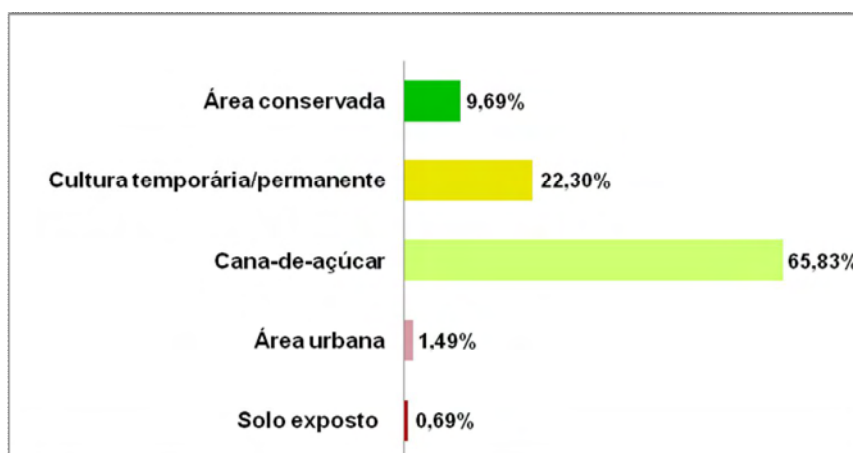


Figura 6.10 – Gráfico representando as formas de ocupação e uso da terra em declividades superiores a 12% (Org.: GILVONETE FREITAS).

De acordo com o Código Florestal de 1965 (ainda em vigência, visto que o novo código ainda se encontra em tramitação), muitas vezes os cultivos estão infringindo as leis vigentes, pois, de acordo com o limite máximo do emprego da mecanização na agricultura é 12%; e são feitos em áreas de elevadas declividades, superiores a 12%; um caso constatado é o plantio da cana-de-açúcar alternado com outras culturas temporárias e permanentes, estas predominantes, nas vertentes do rio do Galo, onde as declividades, no geral, são superiores a 30% e, em alguns pontos, maiores que 100%. (Foto 6.6).

Dentre outras áreas verificadas com irregularidades, citam-se as vertentes do riacho Sal Amargo, cujas declividades inserem-se na classe de 47-100% e o vale do rio Dois Rios, que, também, encontra-se ocupado por cana-de-açúcar na porção oeste, onde, igualmente, apresentam declives elevados, sendo em pontos distintos, maiores que 100%. Já ao leste, em um trecho que se prolonga por mais de 3 km, a Floresta Ciliar encontra-se bem conservada; as declividades estão recobertas por mata nativa, mostrando um certo “equilíbrio” nessa área (Foto 6.7) (Anexo E).



Foto 6.6 - Plantação de cana-de-açúcar na vertente esquerda do rio do Galo, onde as declividades estão entre 47-100% (Foto: GILVONETE FREITAS, 2011).



Foto 6.7 – Planície do rio Dois Rios. Perceber Floresta Ciliar bem conservada. Porém, declividades superiores a 47% recobertas por cana-de-açúcar (Foto: MARQUILENE SANTOS, 2011).

Na porção leste, também são denotadas irregularidades, a extensa área onde se desenvolvem culturas temporárias e permanentes possuem longos trechos em declividades superiores a 12%, a exemplo daqueles localizados próximos ao riacho João Gomes, rio Aterro e nas áreas adjacentes à zona urbana de Alhandra.

Além das declividades, a prática da agricultura nas proximidades dos cursos de águas, trata-se de outra irregularidade perante as leis vigentes, pois é perceptível que a vegetação natural foi totalmente, ou pelo menos em grande parte devastada, e, de acordo com o Código Florestal, Lei 4771 de 15 de setembro de 1965, modificada pelas Leis nº 7803/89 e 7875/89, são áreas de preservação permanente (APPs) as florestas e demais formas de vegetação natural situadas ao longo dos rios e de qualquer curso de água, desde o seu nível mais alto em faixa marginal cuja largura mínima seja de:

- 30 m para cursos de água de menos de 10 m de largura;
- 50 m para cursos de água que tenham de 10 a 50 m de largura;
- 100 m para cursos de água que tenham de 50 a 200 m de largura;
- 200 m para cursos que tenham de 200 a 600 m de largura.

Destaca-se, ainda, que segundo a Lei devem-se conservar as florestas e vegetações naturais nas nascentes, mesmo que sejam intermitentes e nos chamados “olhos de água”, independente da situação topográfica, em um raio de 50 m de largura.

As porções de APPs devem estar recobertas com vegetação natural e livres de atividades humanas quaisquer, pois são essenciais para um equilíbrio ambiental, e devem preservar os recursos hídricos, a biodiversidade, a estabilidade geológica, a proteção do solo e, sobretudo manter qualidade e bem estar da sociedade.

Enfatiza-se que as margens dos cursos de água, no trecho mencionado, encontram-se destituídas da vegetação nativa, a exceção é a cabeceira do Riacho Tamataúpe e, também, que a plantação estende-se por áreas com declividades superiores a 12%, notificando alguns pontos que atingem 100%. Vale salientar que a vegetação natural conservada, ocorre devido à forma abrupta do relevo e não com o intuito de conservação.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Mediante a proposta central para o desenvolvimento desta pesquisa, que é a de caracterização geomorfológica em consonância com os demais elementos do meio físico e, ciente de que o emprego das geotecnologias, atualmente disponíveis, torna-se indispensável, quando se pretende obter dados mais precisos, principalmente quando se trabalha com um número variado de temas e em grandes extensões, buscou-se utilizar, de forma sistemática, informações georreferenciadas e imagens de satélites objetivando caracterizar a área com mais fidedignidade nos aspectos geomorfológicos e de ocupação e uso da terra. Portanto, foram essenciais na elaboração e produção das cartas, que se tornaram, não só a base, mas também o grande aporte para o desenvolvimento da pesquisa.

Depois de elaborados e confeccionados os produtos cartográficos, esses foram analisados e discutidos minuciosamente, atentando para cada detalhe e associando às observações feitas *in loco*, tendo em vista, caracterizar a área com a maior clareza possível. Desse modo, permitiram-se fazer as seguintes considerações:

➤ As maiores altitudes se concentram na porção oeste e, principalmente, na qual se encontram tabuleiros extensos e de topos aplainados, tendo o ponto mais elevado 137 m de altitude; enquanto que, na porção leste, apresentam-se as terras mais baixas, sendo de 2 m o ponto menos elevado e nela se configuram as mais amplas planícies, localizadas na Depressão do Abiaí.

➤ A área apresenta 80,91% inserida na classe de 0 a 12%, valor harmônico por apresentar o relevo predominante tabular. Já os pontos com declividades superiores a 100% são mínimos, apenas 0,05%, e encontram-se em locais distintos, como nas vertentes do riacho Sal Amargo e dos rios Taperubus e do Galo. Entretanto há inúmeras vertentes com declividades superiores a 12%, que chamam a atenção por estarem recobertas pela agricultura.

➤ A carta geomorfológica sintetizou a geomorfologia descrita, confirmando a existência de amplos tabuleiros, que dominam as formas de relevo da área; de morros convexos ao leste; extensas planícies fluviais e, ainda, elucidou a existência das outras formas agradacionais: terraços fluviais e colúvios, que, muitas vezes, foram associados no mapeamento devido à

dificuldade em separá-las, condicionadas pelas particularidades do relevo. Também mostrou que os tabuleiros apresentam índice de dissecação de médio a forte.

➤ Por meio da expressiva porcentagem (64,64%) relativa à ocupação e uso da terra, mostrou-se que a cana-de-açúcar é, de fato, a base econômica da área pesquisada e, mesmo com a extinção do PROÁLCOOL continua se expandindo, ocupando não somente os amplos tabuleiros, mas planícies alagáveis, vertentes com declividades superiores a 12%, ou mesmo aquelas com pontos maiores que 100%, totalizando 24,20 km² (65,83%) da área imprópria quanto a esse parâmetro.

➤ Destaca-se que as culturas temporárias e permanentes também ocupam áreas irregulares de acordo com as leis vigentes (Código Florestal, 1965) ainda em vigor, como ao leste, onde se concentram os projetos de assentamentos e, ao longo do curso do rio do Galo, onde as declividades são elevadas e a vegetação natural está completamente devastada. Nesse sentido, computa-se 8,20 km², equivalente a 22,30%, da área total de declividades superiores a 12% que é 36,76 km², ocupados por essa atividade.

➤ Com a aprovação do Novo Código Florestal a tendência é que os agravantes ambientais se intensifiquem, a exemplo dos processos erosivos, pois as faixas de proteção nas margens dos rios continuam as mesmas da lei vigente hoje, entretanto, serão medidas a partir do leito regular e não do leito maior nos períodos de cheia.

➤ Faz-se necessário destacar que as formas de ocupação ocorrem, muitas vezes, sem nenhum planejamento, tanto nas áreas rurais como já foi relatado, como nas urbanas, a exemplo de Alhandra – PB, que, devido ao crescimento populacional, apresenta áreas sem nenhuma infraestrutura, motivo pelo qual agravantes ambientais têm se desencadeado em suas periferias, como é o caso de profundas e extensas voçorocas. É, também, consequência da ocupação desordenada e do uso intenso de agrotóxicos, a poluição dos solos e, por conseguinte, dos cursos de água, bem como o assoreamento desses.

➤ Os aspectos geomorfológicos estão intrinsecamente relacionados à pedologia e a distribuição dos solos está em total conformação com o relevo; assim, ao longo das planícies encontram-se os Argissolos Vermelho-Amarelos associados aos Latossolos Vermelho-Amarelos e aos Espodossolos Hidromórficos. Dada a importância da descrição dos solos e

percebendo areias diferenciados nos topos dos tabuleiros, realizaram-se análises laboratoriais e detectou-se que se trata de um solo com alto teor de acidez e elevada porcentagem da fração areia, variando de 85,92 a 97,80%, correspondendo aos Espodossolos Hidromórficos.

➤ Confirmando a hipótese levantada, considera-se que a configuração do relevo e da rede de drenagem é resultado do controle estrutural, da possível ação neotectônica, dos fatores climáticos e do antropismo, este último já mencionado nessas considerações, sendo representado pelas ravinas e voçorocas identificadas nos trabalhos de campo.

➤ . A ação neotectônica é percebida por meio do soerguimento e subsidência de blocos, do elevado índice de dissecação, visto que os cursos de água da área são pouco extensos e bastante estreitos e, portanto, não apresentam energia suficiente para escavar de tal modo como se apresentam, atualmente, os vales encaixados, mesmo considerando as elevadas declividades nas áreas adjacentes. Ainda se pode mencionar a presença de blocos basculados e de blocos com falhamentos, facilmente visíveis nos perfis topográficos confeccionados.

➤ Na rede de drenagem, as feições atribuídas à neotectônica são: a assimetria na rede de drenagem; canais retilíneos, que parecem obedecer a linhas de falhas; inflexões bruscas em alguns cursos, que também inferem um forte controle estrutural. Atestou-se, por meio do índice de densidade de drenagem, que a capacidade de drenagem é baixa, atribuindo-se esse resultado, principalmente aos solos, que são permeáveis e à predominância da baixa declividade na área.

➤ Em relação aos fatores climáticos, esses atuam por meio do intemperismo e da denudação, visto que a área da pesquisa se encontra numa região de elevadas temperaturas e fortes precipitações; pode-se, a eles, atribuir o aplainamento dos tabuleiros, bem como a configuração de formas agradacionais como os colúvios, planícies e terraços fluviais, assim como as feições erosivas, em especial, quando associados às atividades antrópicas.

➤ Acredita-se que esta pesquisa pode colaborar com a elaboração de planejamentos ambientais, planos diretores municipais e/ou para Estudos de Impactos Ambientais e Relatórios de Impactos Ambientais (EIAs-RIMAS), contribuindo, efetivamente, na forma de ocupação e uso da terra, proporcionando condições de sustentabilidade e qualidade da vida humana. Por fim, esse trabalho poderá ter uso prático, além de ser uma pesquisa que aprofundará nos termos aqui trabalhados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, M. L., *Climatologia da estação chuvosa de Minas Gerais: de Nimer 1977 à Zona de Convergência do Atlântico Sul*. *Geonomos*. v. 6, nº 2. p. 17-22. 1998. Disponível em: <<http://www.igc.ufmg.br/geonomos/pdf/6-2-17-22-Abreu.pdf>> Acesso em: 26 de junho de 2011.

AB'SABER, A. N. *Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas*. São Paulo: Ateliê Editorial. 2003. 160 p.

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: SBG, 1988. v. 2, p. 753-760.

AMARAL, R.; ROSS, J. L. S. A classificação taxonômica do relevo como um instrumento de gestão territorial – uma aplicação ao Parque Estadual do Morro do Diabo, Município de Teodoro Sampaio (SP). VI Simpósio Nacional de Geomorfologia. *Anais...Goiânia-GO*, 2006. Disponível: < <http://labogef.iesa.br/links/sinageo/aut/articles/141.pdf>.> Acesso: 20 de janeiro de 2011.

ARAI, M.; et al. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: *Congresso brasileiro de geologia*, 35. Belém. Anais...Belém: SBG 1988. v. 2, 1988 p. 738-752.

ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Revista do Instituto de Geociências – USP*. Geol. USP Série Científica. São Paulo: v. 6, n. 2, outubro de 2006. p. 1-6.

AYOADE, J. O. *Introdução à Climatologia para os Trópicos*. 4ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. 332 p.

BARBOSA, J. A. *Evolução da Bacia Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno-Formações Gramame e Maria Farinha NE do Brasil*. 2004. 217 f. Dissertação (Mestrado) – Centro de Tecnologia e Geociências. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2004.

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

BARBOSA, J. A.; SOUZA, E. M.; LIMA FILHO, M. F.; NEUMANN, V. H. A. A estratigrafia da Bacia Paraíba: uma reconsideração. *Estudos Geológicos.* CTG/UFPE, Recife, v. 13, 2004. p. 89-108

BEZERRA, F. H. R. Intraplate paleoseismicity in Northeastern Brazil. *Anais do SBG*, Lencóis, 1999. p. 12-16.

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

BEZERRA, F. H. R.; MELLO, C. L.; SUGUIO, K. *A Formação Barreiras*: recentes avanços e antigas questões. *Revista do Instituto de Geociências – USP.* Geol. USP Série Científica. São Paulo: v. 6, n. 2, outubro de 2006. (Apresentação).

BIGARELLA, J. J. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais.* Florianópolis: UFSC. v.3. 2003. 1435 p.

BOTELHO, R. G. M.; SILVA, A. S. A bacia hidrográfica e qualidade ambiental. In: VITTE, A. C.; GUERRA, A. J. T. (Org.) *Reflexões sobre a Geografia Física no Brasil.* 3ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 2010. p. 153-192.

BRASIL. Ministério do Interior. Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste. *Folha Alhandra.* Recife: SUDENE, 1974. Escala 1:25.000.

BRASIL. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalurgia. CPRM (Serviço Geológico do Brasil). *Geologia e recursos minerais do estado da Paraíba.* Recife: CPRM, 2002.

BRITO NEVES, B. B.; RICCOMINI, C.; FERNANDES, T. M. G.; SANT'ANNA, L. G. O sistema tafrogênico terciário do saliente oriental nordestino na Paraíba: um legado proterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, n. 1. 2004. p. 127-134.

BRITO NEVES, B. B.; ALBUQUERQUE, J. P. T.; COUTINHO, J. M. V.; BEZERRA, F. H. R. Novos Dados Geológicos e Geofísicos para a Caracterização Geométrica e Estratigráfica da Sub-bacia de Alhandra (Sudeste da Paraíba). *Geologia USP: Série Científica*, v. 9, n. 2. São Paulo. 2009. p. 63-87.

CARDOSO, C. A.; DIAS, H. C. T.; SOARES, C. P. B; MARTINS, S. V. Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do rio Debossan, Nova Friburgo, RJ. *Revista Árvore*, vol.30 n.2 Viçosa Mar./Abr. 2006.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia*. 2ª ed. São Paulo: Editora Blucher, 1980. 188 p.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia Fluvial: o canal fluvial*. 2ª. ed., São Paulo: Edgard Blucher, 1981a. 313 p.

CHRISTOFOLETTI, A. A variabilidade espacial e temporal da densidade de drenagem. *Notícia Geomorfológica*, v. 21, n. 42, 1981b. p. 3-22.

CHRISTOFOLETTI, A. *A modelagem de sistemas ambientais*. 1ª ed. São Paulo: Editora Blucher, 1999. 240 p.

CHRISTOFOLETTI, A. Aplicabilidade do conhecimento geomorfológico nos projetos de planejamento. In: GUERRA, A. T.; CUNHA, S. B. (Org.) *Geomorfologia: uma atualização de conceitos e bases*. 7ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009. p. 415-440.

CÓDIGO FLORESTAL. LEI 4777, DE 15 de setembro de 1965. Brasília, 1965. Disponível em: <www.planalto.gov.br/ccivil.gov.br/leis/14771.html> Acesso em: 10 de junho de 2011.

COELHO NETO, A. L. Hidrologia de Encosta na Interface com a Geomorfologia. In: GUERRA, A. T.; CUNHA, S. B. (Org.) *Geomorfologia: uma atualização de conceitos e bases*. 9ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009. p. 93-148.

CONTI, J. B.; FURLAN, S. A. Geoecologia: o clima, os solos e a biota. In: ROSS J. L.S (org.). *Geografia do Brasil*. São Paulo: EDUSP, 1998. p. 67-207

CUNHA, C. M. L. *A Cartografia do Relevo no Contexto da Gestão Ambiental*. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 2001. 128 f.

CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. In: GUERRA, A. T.; CUNHA, S. B. (Org.) *Geomorfologia: uma atualização de conceitos e bases*. 9ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009. p. 211-246.

EMBRAPA/CPATC – Centro de Pesquisa Agropecuária dos Tabuleiros Costeiros. *Plano Diretor do Centro de Pesquisa Agropecuária dos Tabuleiros Costeiros (CPATC)*. Brasília: EMBRAPA, SPI, 1994. 37 p.

EMBRAPA- *Manual de Métodos de Análises de Solo*. 2ª ed. Rio de Janeiro: Embrapa solos, 1997. 212 p.

EMBRAPA. *Sistema brasileiro de classificação de solos*. 2ª ed. Rio de Janeiro: Embrapa solos, 2006. 306 p.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V.; PERINOTO, J. A. J. Aplicação do índice “Relação Declividade- Extensão – RDE na bacia do rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. *Geologia USP. Série. Científica*. v. 4, n. 2. São Paulo, 2004. p. 43-56.

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

FEIJÓ, F. J. Bacia Pernambuco-Paraíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. v.8, n.1, 1994. p. 143-147.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região Nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 1, nº 1, 2005. p. 15-28.

FERREIRA, M. M. Caracterização física do solo. In LIER, Q. J. V. (Ed.) *Física do Solo*. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciências do Solo, 2010. p. 2-27.

FONSECA, A. C. Geoquímica do solo. In TEIXEIRA GUERRA, A. J. ; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M.(Org.) *Erosão e conservação dos solos: conceitos, temas e aplicações*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. p. 165-193.

FONSECA, V. P.; SAADI, A. Compartimentos morfotectônicos no baixo curso do rio Açu (Açu-Macau), Rio Grande do Norte. *Simpósio de Geologia do Nordeste*, 16. Boletim de resumos expandidos. v. 14, n.1. Recife, 1995. p. 172-176.

FURRIER, M. *Caracterização geomorfológica e do meio físico da Folha de João Pessoa-1:100.000*. Tese (doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007. 213 f.

FURRIER, M.; ARAÚJO, M. E; MENESES, L. F. de. *Geomorfologia e Tectônica da Formação Barreiras no Estado da Paraíba*. Revista do Instituto de Geociências – USP. n 2, 2006.

GIL, A. C. *Métodos e técnicas de pesquisa social*. 6ª ed. São Paulo: Atlas, 2008. 200 p.

GIRÃO, O. *Análise de processos erosivos em encostas na zona sudoeste da cidade do Recife – Pernambuco*. Tese (doutorado) Rio de Janeiro: UFRJ / CCMN, 2007. 305 f.

GRANELL-PÉREZ, M. D. C. *Trabalhando geografia com as cartas topográficas*. 2ª ed. Ijuí: Unijuí, 2004. 128 p.

GRIFFITHS, J. S.; ABRAHAM, R. J. G. The development of land surface evaluation for engineering practice. *Engineering Geology Special Publications*, v.18, 2001. p. 3-9.

GUEDES, I. C.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; MORALES, N.; STEVAUX, J. C.; SANTONI, G. C. Análise morfotectônica da bacia do rio Santo Anastácio, SP, através de parâmetros fluvio-morfométricos e de registros paleossísmicos. *Geociências UNESP*. São Paulo, 2009.p. 345-362.

GUERRA, A. J. T. *Contribuição da Geomorfologia no estudo dos recursos hídricos*. Bahia Análise e Dados. v.13, nº especial. Salvador. 2003. p. 385-389.

GUERRA, A. J. T. Encostas Urbanas. In: GUERRA, A. J. T. (Org.) *Geomorfologia Urbana*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011. p.13-39.

GUERRA, A. J. T.; MARÇAL, M. S. *Geomorfologia ambiental*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010. 189 p.

GUERRA, A. J. T.; MENDONÇA, J. K. S.; Erosão dos solos e a questão ambiental. In: VITTE, A. C.; GUERRA, A. J. T. (Org.) *Reflexões sobre a Geografia Física no Brasil*. 3ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010. p. 225-256.

GUERRA, A.; GUERRA, A. J. T. *Novo dicionário geológico-geomorfológico*. 7ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009. 648 p.

HACK, J. T. Stream profile analysis and stream gradient index. *Journal Research of U. S. Geological Survey*, v. 1, 1973. p. 421 – 429.

HASUI, Y. Neotectônica e Aspectos Fundamentais da Tectônica Ressurgente no Brasil. SBG/MG. *Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica no Sudeste do Brasileiro*. Belo Horizonte, 1990. 1- p. 1-31.

HERZ, R.; DE BIASI, M. *A carta clinográfica: os métodos de representação e sua confecção*.1989.

Disponível:

<[Http://www.geografia.fflch.usp.br/inferior/laboratórios/lcarto_ori/PAGINA%20DO%2](http://www.geografia.fflch.usp.br/inferior/laboratórios/lcarto_ori/PAGINA%20DO%2)>

Acesso em: 31 de Outubro de 2010.

HIRUMA, S. T.; PONÇANO, W. L. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfopedológicos na área do alto rio Pardo, SP e MG. *Revista IG*. São Paulo, 15 (112), 1994. p. 49-57.

IMESON, A. L. Geomorphological process, soil structure and ecology. In: PITTY, A (ed.) *Themes on Geomorphology*. London, Croomhelm. Cap. 6, 1985. p. 72-84.

INPE - INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. Centro de previsão de Tempo e Estudos Climáticos. *El Niño & La Niña*. 2008. Disponível em: <<http://enos.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 03 de maio de 2011.

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

LIBAULT, A. *Os quatro níveis da pesquisa geográfica*. Métodos em questão, TGEOG – USP. n. 1, 1971. p. 1-14.

LIMA FILHO, M. F. *Análise Estratigráfica e Estrutural da Bacia Pernambuco*. IG-USP. Tese de Doutorado, 1998.180 f.

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

MABESOONE, J. M. *Caracterização sedimentológica do Grupo Paraíba* (Nordeste do Brasil). *Estudos Sedimentológicos*, v.2, nº 1. Natal: 1972. p. 53-63.

MABESOONE, J. M.; ALHEIROS, M. M. Origem da bacia sedimentar costeira de Pernambuco-Paraíba. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 18, 1988. p. 476-482.

MABESOONE, J. M.; ALHEIROS, M. M. R - Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte - base estrutural. *Estudos Geológicos UFPE*, v. 10, série B. Recife: 1991. p. 33-34.

MARQUES, J. S. Ciência Geomorfológica. In: GUERRA, A. T.; CUNHA, S. B. (Org.) *Geomorfologia: uma atualização de conceitos e bases*. 9ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009. p. 23-47.

MATOS, R. M. D. The transversal zone: a key feature between NE Brazil and W Africa. Proceeding of the Rio' 98. *AAPG International Conference and Exhibition*. Rio de Janeiro, 1998. p. 426-427.

MILANI, E. J. Estilos estruturais em bacias sedimentares – revisão conceitual. In: GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Org.) *Origem e evolução das bacias sedimentares*. PETROBRÁS: 1990.

MOLLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 17, n. 1. Rio de Janeiro: 2002. p. 1-10

MORAIS, R. M. O.; MELLO, C. L.; COSTA, F. O.; RIBEIRO, C. S. Estudo faciológico de depósitos terciários (formações Barreiras e Rio Doce) aflorantes na porção emersa da Bacia do Espírito Santo e na região emersa adjacente à porção norte da Bacia de Campos. In: CONGRESSO ABEQUA, 10, 2005, Guarapari. *Resumos Expandidos...* Guarapari ABEQUA, 2005.

MOREIRA, E.; TARGINO, I. *Capítulos de Geografia Agrária da Paraíba*. João Pessoa: Editora Universitária/UFPB, 1997. 332 p.

MUNIZ, G.C.B. *Novos moluscos da Formação Gramame, Cretáceo Superior dos Estados da Paraíba e de Pernambuco, Nordeste do Brasil*. Departamento de Geologia, Centro Tecnológico, Universidade Federal de Pernambuco, 1: 1-. 202. 1993.

OLIVEIRA, E. B. P. M.; SÍGOLO, J. B. Orientação para elaboração de teses, dissertações e outros trabalhos acadêmicos. *Revista do instituto de Geociências – USP*, v. 3, n. 1. São Paulo: 2005. p. 1-56.

PARAÍBA. AESA – *Proposta de Instituição do Comitê das Bacias Hidrográficas do Litoral Sul*, conforme resolução nº 1 de 31 de agosto de 2003, do Conselho Estadual de Recursos

Hídricos do estado da Paraíba. 2004b. Disponível em: <www.aesa.pb.gov.br/comites/litoral_norte/proposta.pdf> Acesso em 10 de fevereiro de 2010.

PARAÍBA. SUDEMA. *Mapa pedológico do estado da Paraíba*. João Pessoa: SUDEMA, 2004a. Escala 1:500.000.

PASSOS, E.; BIGARELLA, J. J. Superfícies de erosão. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Org.) *Geomorfologia do Brasil*. 9ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 2001. p. 107-142.

PETRI, S.; FÚLFARO, V. J. *Geologia do Brasil*. São Paulo: T. A. Queiroz/ EDUSP, 1988. 631 p.

PRADO, H. *Manual de classificação de solos do Brasil*. Jaboticabal: FUNEP, 1993. 218 p.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. *Para entender a Terra*. 4ª ed. Porto Alegre – RS: Editora ARTMED, 2006. p. 646.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. *Understanding Earth*. 5ª ed. New York: W. H. Freeman and company, 2007. 579 p.

QUADRO, M. F. L. *Estudos de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico (ZCAS) sobre a América do Sul*. Dissertação (Mestrado). São José dos Campos: INPE, 1994. 124 p.

RAMPAZZO, L. *Metodologia científica – para alunos de graduação e pós-graduação*. 3ª ed. São Paulo: Edições Loyola, 2005. p. 141.

ROSSETTI D. F. *Reconstituição paleoambiental do Grupo Barreiras no Nordeste do Pará*. Brasília: CNPq - Aperfeiçoamento Científico, 1988. 84 f.

ROSS, J. L. S. Geomorfologia aplicada aos EIAs-RIMAs. In: GUERRA, A. T. e CUNHA, S. B. (Org.). *Geomorfologia e meio ambiente*. 9ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010. p. 291-336.

ROSS, J. L. S. *Geomorfologia, Ambiente e Planejamento*. São Paulo: Contexto, 1992. 84 p.

ROSS, J. L. S.; FIERZ, M. S. Algumas técnicas de pesquisa em geomorfologia. In: VENTURI, L. A. B. (Org.) *Praticando geografia: técnicas de campo e laboratório*. São Paulo: Oficina de Textos, 2005. p. 69-84.

SAADI, A. *Neotectônica da Plataforma Brasileira: Esboço e Interpretação Preliminares*. Geonomos. v 1, 1991. p. 1-15.

SAADI, A.; BEZERRA, F. H. R.; COSTA R. D.; IGREJA, H. L. S. FRANZINELLI, E. Neotectônica da plataforma brasileira. In: SOUZA, C. R. G. SUGUIO, S.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto: Holos, Editora, 2005. p. 211-234.

SANTOS, A. R. Tectônica e as formas de relevo. In FLOREZANO, T. G. (Org.) *Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais*. São Paulo: oficina de textos, 2008. p. 129-158.

SCHEEL-YBERT, R. vegetation stability in the Southeastern Brazilian coastal area from 5,500 to 1,400 ¹⁴C years B. P. deduced from charcoal analysis. *Review of paleobotany and Palynology*, v.110, 2000. p. 111-138.

SILVA, A. M. da; SCHULZ, H. E.; CAMARGO, P. B. *Erosão e hidrossedimentologia em bacias hidrográficas*. São Carlos: Rima, 2003. 140 p.

SOUZA, D. M. G.; MIRANDA, L. N.; OLIVEIRA, S. A. Acidez do solo e sua correção. In: NOVAIS, R. F.; ALVAREZ V., V. H.; BARROS, N. F.; FONTES, R. L. F.; CANTARUTTI, R. B.; NEVES, J. C. L. (Ed.) *Fertilidade do solo*. Viçosa – MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2007. p. 205-232.

SUERTEGARAY, D. M. A. *Geografia Física e Geomorfologia: Uma (RE)leitura*. Ijuí, Editora Unijuí, 2002. 112 p.

SUERTEGARAY, D. M. A.; ROSSATO, M. S.; BELLANCA, E. T.; FACHINELLO, A.; CÂNDIDO, L. A.; SILVA, C. R. *Terra: feições ilustradas*. 2ª ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2008. 264 p.

SUGUIO, K. *Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. 1222 p.

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

SUGUIO, K.; MARTIN, L. *The Role of Neotectonics in the evolution of the Brazilian Coast*. *Geonomos*, v. 4. 1996. p. 45-53.

TÁVORA, V. A.; MIRANDA, M. C. C. Sistemática e tafonomia de uma fáunula de cretáceos decápodes da Formação Maria Farinha (Paleoceno) estado de Pernambuco – Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia* 7 (1), 2004. p. 45-52.

.

TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B.; MELFI, A. J. Da rocha ao solo: intemperismo e pedogênese In: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C. M.; TAIOLI, F. (Org.) *Decifrando a Terra*. 2ª ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2009. p. 210-239.

TRICART, J. *Ecodinâmica*. Rio de Janeiro: IBGE. SUPREN, 1977. 97 p.

TUNDISI, J. G.; SCHIEL, D.; DINIZ, R. E.; SANTOS, B.; ELER, M. N. A utilização do conceito de bacia hidrográfica como unidade de atualização de professores de Geografia: o Modelo Lobo (BRDA). Brotas/Itirapina. In TUNDISI, J. G. (Ed.) *Limnologia e manejo de represas*. v. 1. São Carlos, 1988. 311 p.

VELOSO, H. P.; RANGEL FILHO, L. R.; LIMA, J. C. A. *Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal*. Rio de Janeiro: IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1991. 124 p.

VIEIRA, L. S. *Manual de Ciências do Solo: com ênfase aos solos tropicais*. 2ª ed. São Paulo: Agronômica Ceres, 1988. 464 p.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. *Hidrologia aplicada*. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975. 245p.

VILLWOCH, J. A.; LESSA, G. C.; SUGUIO, K.; ÂNGULO, R. J.; DILLENBURG, S. R. Geologia e geomorfologia de regiões costeiras. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Ed.) *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto: Holos, Editora, 2005. p. 94-129.

VITTE, A. C. Os fundamentos metodológicos da geomorfologia e a sua influencia no desenvolvimento das ciências da terra. In: VITTE, A. C.; GUERRA, A. J. T. (Org.) *Reflexões sobre a Geografia Física no Brasil* 3ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010. p. 23-48.

WOOLDRIDGE, S. W.; EAST, W. *Os trabalhos de campo em geografia*. Espíritos e propósitos da geografia. Rio de Janeiro: Zahar, 1967. p. 171-181.

XAVIER, T. M. B. S. *Tempo de Chuva* – estudos climáticos e de previsão para o Ceará e o Nordeste Setentrional. Fortaleza: ABC Editora, 2001. 478 p.

ZANCOPÉ, M. C. *Estudo dos padrões de canal fluvial do rio Mogi Guaçu/SP*. Dissertação (mestrado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UEP. Rio Claro, 2004.101 f.

ANEXOS