



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE FEIRA DE SANTANA
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO
EM MODELAGEM EM CIÊNCIAS DA TERRA E DO AMBIENTE -
PPGM



MODELAGEM ESPACIAL DAS FRAGILIDADES TECTÔNICAS NA
COSTA DO DESCOBRIMENTO, SUL DO ESTADO DA BAHIA.

ORIANA ISABEL ROJAS GONZÁLEZ

Feira de Santana
2019



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE FEIRA DE SANTANA
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO
EM MODELAGEM EM CIÊNCIAS DA TERRA E DO AMBIENTE -
PPGM



MODELAGEM ESPACIAL DAS FRAGILIDADES NEOTECTÔNICAS
NA COSTA DO DESCOBRIMENTO, SUL DO ESTADO DA BAHIA.

ORIANA ISABEL ROJAS GONZÁLEZ

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Modelagem em Ciências da Terra e do Ambiente, da Universidade Estadual de Feira de Santana como requisito à obtenção do título de Mestre em Ciências Ambientais.

Orientador: Prof. Dr. Carlos César Uchôa de Lima.

Feira de Santana
2019

ORIANA ISABEL ROJAS GONZÁLEZ

**MODELAGEM ESPACIAL DAS FRAGILIDADES NEOTECTÔNICAS
NA COSTA DO DESCOBRIMENTO, SUL DO ESTADO DA BAHIA.**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Modelagem em Ciências da Terra e do Ambiente, da Universidade Estadual de Feira de Santana. Orientada pelo Prof. Dr. Carlos César Uchôa de Lima.

Data da aprovação :

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Carlos César Uchôa de Lima (UEFS) _____
Orientador

Prof^a. Dr^a. Jocimara Brito Lobão (UEFS) _____
Examinadora Interna

Prof. Dr. Rubson Pinheiro Maia (UFC) _____
Examinador externo

Autorizo a divulgação total ou parcial desse trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha Catalográfica - Biblioteca Central Julieta Carteado - UEFS

G653m González, Oriana Isabel Rojas

Modelagem espacial das fragilidades neotectônicas na Costa do
Descobrimento, sul do estado da Bahia / Oriana Isabel Rojas González . -
2019.
90 f.: il.

Orientador: Carlos César Uchôa de Lima.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Feira de Santana,
Programa de Pós-Graduação em Modelagem em Ciências da Terra e do
Ambiente, 2019.

1. Geomorfologia - Costa do Descobrimento (BA). 2. Formação
Barreiras. 3. Neotectônica. I. Lima, Carlos César Uchôa de, orient. II.
Universidade Estadual de Feira de Santana. III. Título.

CDU: 551.4(814.2)

Lívia Sandes Mota Rabelo – Bibliotecária CRB5/1647

Á Deus, a minha família e a minha amada Venezuela, com muito amor e carinho.

*Todos esses que aí estão
Atravancando o meu caminho,
Eles passarão ...
Eu passarinho
(Mario Quintana)*

AGRADECIMIENTO

À Deus por ser minha guia e fortaleza em todo momento.

A Organização dos Estados Americanos (OEA) pela oportunidade de ser favorecida na bolsa do programa de Alianças para Educação e a Capacitação - PAEC OEA/GCUB.

À Universidade Estadual de Feira de Santana (UEFS) pelo apoio institucional, um orgulho por fazer parte dessa casa.

Ao PPGM por ter me acolhido como uma filha, e possibilitando dois anos maravilhoso cheio de aprendizagens.

A CAPES por conceder a Bolsa de estudo, teria sido bem mais complicado sem ela.

A meus pais Antonio e Aida, a meu irmão Daniel, pelo apoio e amor, apesar da distância, estiveram do meu lado a cada momento nesse caminho. Amo Vocês.

A meu orientador Prof. Dr. Carlos César Uchôa de Lima, por ser meu guia no caminho da realização dessa dissertação, pelo empenho, compromisso, apoio e amizade. Obrigada pelo jeito tão familiar de me tratar. Muito obrigada.

Á meus queridos amigos Brasileiros Jonathas, Luciana e Naiara pela dedicação, paciência e amizade. Muito feliz de ter conhecido vocês.

A Minha amada família estrangeira, pelo o amor, amizade, companheirismo, apoio, aprendizagem, e pelas melhores aventuras. Minha vida no Brasil foi muito feliz por ter vocês do meu lado. Lembrarei de cada um de vocês pelo resto da minha vida.

Minha família Brasileira Cintya, Samisia, Graciela e Aauto, obrigada por me acolherem como uma filha. Muito grata.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de localização da área de estudo.	11
Figura 1.2 Litologia da área de estudo.	13
Figura 1.3 O Monte Pascoal. Fonte: Lima 2019 2015.....	16
Figura 1.4 Tabuleiros costeiros. Fonte: Lima e Dominguez, 2015.	18
Figura 1.5 Planícies quaternárias. Fonte: Lima e Dominguez, 2015.....	20
Figura 3.1 Fluxograma indicativo das etapas metodológicas da pesquisa	29
Figura 3.2 Fluxograma de base de dados georrefenciada.....	300
Figura 3.3 Etapas para a delimitação das bacias, a partir de SRTM/MDT	311
Figura 3.4 Fluxograma de trabalho de Campo.	324
Figura 3.5 Fluxograma de elaboração de mapas temáticos.	333
Figura 3.6 Fluxograma de elaboração de mapas temáticos/ Mapas Geológicos.....	366
Figura 4.1 Falésias observadas na área de estudo.	433
Figura 4.2 Arenito arcossiano na base das falésias	444
Figura 4.3 Juntas encontradas nas Falésias	444
Figura 4.4 Queda de blocos rochosos nas falésias.	455
Figura 4.5 Sistema de juntas conjugadas.....	466
Figura 4.6 Falha normal presente na falésia no sul da Bahia.	47
Figura 4.7 Estrias de Falhas observadas nos afloramentos de Praia do Espelho	47
Figura 4.8. Mapa de localização de pontos de GPS e rosetas.....	49
Figura 4.9 Mapa de Lineamentos (L)	51
Figura 4.10 Mapa de densidade de lineamentos (Ld).....	53
Figura 4.11 Mapa de frequência de lineamentos (Lf)	54
Figura 4.12 Mapa de lineamentos das Sub-bacia dos rios Camurugi, Trancoso e Caraíva.....	56
Figura 4.13 Mapa de Drenagem (D).....	60
Figura 4.14 Mapa de densidade de drenagem (Dd).....	62
Figura 4.15 Mapa de frequência de fluxo (Fu).....	64
Figura 4.16 Amplitude de relevo (Ar).....	66
Figura 4.17 Gradiente de inclinação (S).....	68
Figura 4.18 Índice topográfico de umidade (TWI)	70
Figura 4.19. Mapa de Fator de assimetria de bacias (FAB).....	73
Figura 4.20. Fluxograma da modelagem.....	75
Figura 4.21. Modelagem das fragilidades tectônicas.....	76

LISTA DE QUADRO

Quadro 4.1 Dados de campo.	48
Quadro 4.2. Valores relacionados ao cálculo do FAB por microbacias hidrográfica	73
Quadro 4.3. Matriz de comparação da importância relativa dos fatores par a par.	76
Quadro 4.4. Coeficiente de consistência e critérios com seus pesos	77

LISTA DE SIGLAS

A	Área da bacia
INQUA	International Union for Quaternary Research
SUDENE	Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
MDT	Modelo digital do terreno
USGS	United States Geological Survey
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SIG	Sistema de Informação Geográfica
Dd	Densidade de drenagem
Fu	Fluxo de frequência
TWI	Índice topográfico de umidade
AR	Amplitude de relevo
S	Gradiente de inclinação
FAB	Fator de assimetria de bacias
L	Lineamentos
Ld	Densidade de lineamentos
Lf	Frequência de lineamentos
N	Número total de segmentos de fluxo

Sumário

LISTA DE FIGURAS	IV
LISTA DE TABELAS	V
LISTA DE SIGLAS	VI
RESUMO	IX
ABSTRACT	X
CAPÍTULO 1	6
CONSIDERAÇÕES INICIAIS	6
1.1 INTRODUÇÃO	6
1.2 OBJETIVO	8
1.2.1 Objetivo geral	8
1.2.2 Objetivos específicos	8
1.3 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	8
1.4 ÁREA DE ESTUDO	9
1.4.1 Hidrografia	12
1.5 ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS DA ÁREA DE ESTUDO ...	13
1.5.1 Embasamento cristalino	14
1.5.2 Tabuleiros Costeiros	16
1.5.3 As planícies quaternárias	19
CAPITULO 2	21
NEOTECTÔNICA: FORMAÇÃO DA TOPOGRAFIA CONTEMPORÂNEA ...	21
2.1 Pioneiros da Neotectônica	21
2.2 Neotectônica no Brasil	24
2.2.1 Neotectônica na Formação Barreiras	26
CAPÍTULO 3	29
PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	29
3.1 Revisão bibliográfica	29
3.2 Construção da base de dados georreferenciada	29
3.3 Trabalho de campo	31
3.4 Elaboração de mapas temáticos	32
3.4.1 Índices estruturais	34
3.4.2 Índices geomorfológicos	36
3.4.3 Índices morfotectônicos	38
3.5 Análises dos dados	40
3.6 Modelagem das fragilidades tectônicas	41

CAPÍTULO 4	42
RESULTADOS E DISCUSSÃO	42
4.1 Trabalho de campo	42
4.1.1 Falésias	42
4.1.2 Juntas tectônicas	45
4.1.3 Falhas geológicas	46
4.1.4 Estrias de Falhas	47
4.1.5 Análise dos dados estruturais e das respectivas projeções de rosetas.	47
4.2 Mapa temáticos	49
4.2.1 Mapa de Lineamentos (L)	49
4.2.2 Mapa de densidade e frequência de Lineamentos (Ld) (Lf)	52
4.2.3 Mapa de lineamento das sub-bacias dos rios Camurugi, Trancoso e Caraíva.	55
4.2.4 Mapa de Drenagem (D)	57
4.2.5 Mapa de densidade de drenagem (Dd)	61
4.2.6 Mapa de frequência de fluxo (Fu)	63
4.2.7 Mapa de Amplitude de relevo (Ar)	65
4.2.8 Gradiente de inclinação (S)	67
4.2.9 Índice topográfico de umidade (TWI)	69
4.2.10 Fator de assimetria de bacias (FAB)	71
4.2.11 Modelagem das fragilidades tectônicas	74
CAPÍTULO 5	78
CONSIDERAÇÕES FINAIS	78
5.1 CONCLUSÕES	78
5.2 REFERÊNCIAS	80

RESUMO

TITULO: MODELAGEM ESPACIAL DAS FRAGILIDADES NEOECTÔNICAS NA COSTA DO DESCOBRIMENTO, SUL DO ESTADO DA BAHIA

Esta dissertação objetiva realizar a modelagem das zonas de fragilidades tectônicas presentes na Costa do Descobrimento, sul do Estado da Bahia, onde afloram sedimentos do Neógeno da Formação Barreiras. A área de estudos possui uma geomorfologia dominada por tabuleiros que ao atingirem a costa, formam falésias que podem ultrapassar 40 m de desnível. Estudos de campo foram desenvolvidos com o intuito de observar, descrever, medir e interpretar as estruturas geológicas, principalmente juntas e falhas que indicassem a ação da neotectônica na área estudada. Foi observada uma grande quantidade de juntas, direcionadas predominantemente para NW-SE e, em menor quantidade NE-SW. A partir de dados de elevação de MDT/SRTM processados através de Sistemas de Informação Geográfica (SIG), utilizando software ArcMap, foi realizada um conjunto de mapas temáticos, como índice estruturais (mapa de lineamentos, densidade de lineamentos e frequência de lineamentos), índices geomorfológicos (densidade de drenagem, frequência de fluxo e índice topográfico de umidade) e índices morfotectônicos (amplitude de relevo , gradiente de inclinação e fator de assimetria de bacias) para que, mediante a técnica de combinação linear ponderada (WLC), se determinasse áreas com deformação neotectônica, destacando as sub-bacias dos rios Camurugi, Trancoso e Caraíva com os níveis mais alto de deformação tectônica da área de estudo. Os dados de campo, associados ao traçado dos lineamentos demonstrou um máximo esforço estrutural da área de estudo na direção NW-SE com 908 lineamentos, com esforço secundário direcionado NE-SW com 722 lineamentos. Conclui-se que através de esta inovadora metodologia pode-se identificar de maneira mais precisa as fragilidades tectônica na Costa de Descobrimento, Sul da Bahia. Corroborando que houve reativações de falhas do Neógeno ao Pleistoceno, que culminou com o basculamento das 3 sub-bacias mencionadas anteriormente e consequente modificação na direção das drenagens.

Palavra-Chaves: Formação Barreiras, Neotectônica, Morfotectônica, Índices Geomorfológicos.

ABSTRACT

TITLE: SPATIAL MODELING OF NEOTECTONIC FRAGILITIES IN THE COAST OF DISCOVERY, SOUTH OF THE STATE OF BAHIA

This dissertation aims to model the tectonic fragility zones present on the Discovery Coast, south of the State of Bahia, where Neogene sediments of the Barreiras Formation surface. The area of studies has a geomorphology dominated by trays that when reaching the coast, form cliffs that can surpass 40 m of unevenness. Field studies were developed with the purpose of observing, describing, measuring and interpreting the geological structures, especially joints and faults that indicated the action of neotectonics in the studied area. A large number of joints were observed, directed predominantly to NW-SE and, to a lesser extent NE-SW. From the MDT / SRTM elevation data processed through Geographic Information Systems (GIS), using ArcMap software, a set of thematic maps, such as structural indexes (map of lineaments, density of lineaments and frequency of lineaments) geomorphological indexes (drainage density, flow rate and topographic moisture index) and morphohectonic indexes (slope amplitude and slope gradient and basin asymmetry factor) were determined by using the weighted linear combination (WLC) areas with neotectonic deformation, highlighting the sub-basins of the Camurugi, Trancoso and Caraíva rivers with the highest levels of tectonic deformation in the study area. The field data, associated with the tracing of the lineaments, showed a maximum structural effort of the study area in the NW-SE direction with 908 lineaments, with a directed NE-SW effort with 722 lineaments. It is concluded that through this innovative methodology can identify more precisely tectonic fragilities in the Discovery Coast, South of Bahia. Corroborating that there were reactivations of Neogene to Pleistocene faults, which culminated in the tipping of the three sub-basins previously mentioned and consequent modification in the drainage direction

Key Word: Formation Barriers, Neotectonics, Morphohectonic, Gemorphological Indexes.

CAPÍTULO 1

CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1 INTRODUÇÃO

O termo Neotectônica compreende a um conjunto de processos ocorridos a partir do Terciário Superior (Neógeno) e determina as principais feições do relevo atual do planeta Terra (OBRUCHEV, 1948, apud LIMA, 2000). Ao longo do tempo a Comissão de Neotectônica da Associação Internacional de Estudos do Quaternário (International Union for Quaternary Research - INQUA), buscando uma síntese, adotou e divulgou a definição sugerida por Pavlides (1989), que atualmente está em vigor em nível internacional, considerando a neotectônica como: “o estudo de eventos tectônicos jovens, que ocorreram ou ainda estão ocorrendo em uma região qualquer, após sua orogênese ou após o seu reajustamento tectônico mais significativo”.

No Brasil, o termo Neotectônica durante muito tempo foi pouco enfatizado pelos pesquisadores, por acreditar que um país bordejado por uma margem continental do tipo Atlântica (passiva) se constitui em uma região extremamente estável (LIMA, 2000). Esse pensamento foi sendo modificado, devido ao crescente interesse pelas evidências ocorridas, na década de 1970, já que, vários pesquisadores ligados à geotectônica, começaram a voltar seus interesses para as atividades tectônicas ocorridas desde o final do Neógeno até o Quaternário. Outro fator que começou a chamar a atenção dos geólogos e geofísicos foram os sismos, ocorridos com maior frequência na Região Nordeste do Brasil, na década de 1980.

Alguns estudos que abordam a Neotectônica baseando-se na morfotectônica (LIMA et al., 2006) e, outros autores, levam em consideração o registro e medição de estruturas geológicas que indiquem a atuação da tectônica em uma determinada área, tais como juntas neotectônicas, falhas e, no caso de sedimentos quaternários, os sismitos (BEZERRA et al 2005). Adicionalmente, muitas pesquisas têm abordado o estudo geomorfológico e morfotectônico dos sistemas de drenagem, que podem fornecer indicadores úteis sobre o recente regime tectônico de uma região, para assim aplicar os índices que evidenciem a ação da neotectônica, a partir da identificação das áreas deformadas por processos tectônicos recentes (BULL E MCFADDEN, 1977; KELLER, 1986; AYALEW et al., 2004; PÉREZ-PEÑA et al., 2009; ARGYRIOU et al, 2015).

As diversas pesquisas envolvendo a ação da tectônica do Neógeno ao Quaternário em regiões costeiras do Brasil, têm provocado muito debate, ao apontar que a reativação de falhas,

por exemplo, é um importante agente no modelamento da paisagem, influenciando na geomorfologia de falésias costeiras, na elevação e subsidência do terreno e originando estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados (BARRETO et al., 2004; LIMA et al., 2006; LIMA 2010; NOGUEIRA et al., 2010; ROSSETTI et al., 2011; LIMA et al., 2014; BEZERRA et al., 2014).

Muitos desses estudos foram realizados a partir de estruturas presentes nos sedimentos da Formação Barreiras que, segundo Lima (2000), é um complexo sedimentar que apresenta um relevante significado tectônico. As atividades tectônicas pós-Mioceno podem explicar, dentre outras questões, o porquê da Formação Barreiras possuir altitudes tão distintas ao longo da costa brasileira, como ressaltada por Rossetti, Bezerra e Dominguez (2013). Outras evidências dos movimentos neotectônicos são ainda encontradas em vários pontos de ocorrência da Formação Barreiras, onde a drenagem encontra-se fortemente encaixada nos lineamentos.

As redes de drenagem representam um dos mais importantes agentes de modelagem do relevo, concebendo, sob a ação da gravidade, a esculturação dos vales e a formação de depósitos aluviais. Por isso, este elemento é de grande importância para comprovar eventos de cunho tectônico, pois a hidrografia se ajusta rapidamente a quaisquer deformações crustais, reagindo de imediato a processos deformativos incluindo aqueles mais tênues (ETCHEBEHERE et. al, 2006).

Quando se trata de pesquisas geotectônicas e geomorfológicas, os estudos neotectônicos representam um importante fator de avanço. O entendimento desses estudos possui grande valor prático, devido ao crescimento contínuo da população brasileira relacionado à sua conseqüente demanda de recursos naturais, prevenção de eventuais catástrofes e o cuidado com o meio ambiente.

As pesquisas desenvolvidas em áreas, onde se identifiquem fragilidades tectônicas, tais como juntas, falhas e sismitos, tornam-se importantes, podendo auxiliar na implementação de obras de engenharia e, no caso de áreas litorâneas, no gerenciamento costeiro. Nesse particular, a Costa do Descobrimento, localizada no sul do Estado da Bahia, possui uma geomorfologia dominada por tabuleiros que originam falésias, modeladas a partir do encontro entre os tabuleiros e o mar, onde estudos preliminares, indicam a influência da neotectônica, na formação dessa paisagem (LIMA, 2002; LIMA et al., 2006).

Outro importante fator para o estudo das fragilidades tectônicas, está no planejamento da ocupação urbana e do meio físico, já que é necessária a previsão de riscos quanto à estabilização de massas de rochas, sedimentos e solos nas falésias. Os movimentos contemporâneos afetam

ainda a percolação de água em subsuperfície, a disposição da rede de drenagem, a estruturação do relevo e a alteração das rochas em profundidade. Estes fatores terão influência na exploração hidrogeológica, no estudo de contaminação e mitigação dos seus efeitos nas reservas de águas subterrâneas, na implantação de obras de engenharia na superfície.

O presente estudo visa modelar as zonas de fragilidades tectônicas presentes na Costa do Descobrimento, sul do Estado da Bahia, contribuindo no planejamento ambiental e na previsão e controle de riscos ambientais. Vale ressaltar que a área de estudo é uma região turística onde a expansão das vilas como a presença de casas e condomínios de veraneio e da rede hoteleira, têm provocado uma ocupação não planejada, mostrando alguns sinais de degradação ambiental.

1.2 OBJETIVO

1.2.1 Objetivo geral

Identificar e Modelar as zonas de fragilidades tectônicas presentes na Costa do Descobrimento, sul do Estado da Bahia.

1.2.2 Objetivos específicos

- Identificar em campo os registros geológicos da ação neotectônica nos sedimentos do Neógeno ao Quaternário, presentes na Costa do Descobrimento;
- Elaborar mapas temáticos, aplicando índices estruturais, geomorfológicos e morfotectônicos para análise da deformação neotectônica na área de estudo.
- Mapear as fragilidades tectônicas que afloram na Costa do Descobrimento, sul do Estado da Bahia;

1.3 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação encontra-se estruturada em cinco (05) capítulos. O primeiro deles aborda as considerações iniciais, o qual apresenta os objetivos dessa pesquisa, a caracterização geral da área de estudo, assim como aspectos geológicos e geomorfológicos. O capítulo dois mostra o levantamento histórico acerca das contribuições científicas sobre a Neotectônica, no

mundo e no Brasil, fortalecendo as bases aplicadas nesta pesquisa. No terceiro capítulo será abordada a metodologia detalhada utilizada nesta dissertação. No capítulo quatro temos os resultados e discussões relacionados à espacialização das estruturas neotectônicas encontradas na área de estudo através do trabalho de campo, bem com a análise de mapas temáticos aplicando a decisão multicritérios SIG para a modelagem das fragilidades neotectônicas, obtendo e demarcando áreas piloto onde, os registros neotectônicos são mais evidentes, contribuindo assim, com o planejamento de ocupação e prevenção de riscos ambientais. E, finalmente no último capítulo, encontram-se as considerações finais apresentando as conclusões, a partir resultados alcançados.

1.4 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no sul do Estado da Bahia, compreendendo parte da região geográfica e socioeconômica denominada como Costa do Descobrimento. A área se estende pelos municípios de Santa Cruz Cabralia, Porto Seguro e Prado, englobando parte das bacias dos rios Buranhém, dos frades e Caraíva, dentre outros que deságuam no Atlântico (Figura 1.1). Os vales desses rios são muito largos, com talvegues planos, alinhados e profundos, indicando adaptação a estruturas em "grabens" e fraturas de origem neotectônica (SAADI, 1998, LIMA ET AL., 2006).

A localização da área está entre as longitudes $39^{\circ}1'15.813''$ W e $39^{\circ}12'53.78''$ W e as latitudes $16^{\circ}16'29.068''$ S e $17^{\circ}21'6.2''$ S, entre as cidades de Santa Cruz de Cabralia e Prado, abrangendo, uma área territorial de aproximadamente 5.434 km^2 . Os dados cartográficos básicos foram retirados das cartas do Ministério de Integração Nacional – Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE), na escala de 1:100.000, compreendendo parte das folhas topográficas de Porto Seguro (SE.24-VB-III), Monte Pascoal (SE.24-V-B-VI) e Prado (SE.24-V-D-III). No limite norte da área estudada está o município de Belmonte e ao sul, o município de Alcobaça.

A Costa do Descobrimento configura-se como um sítio de grande importância histórica e cultural, já que foi a primeira porção de terra do Brasil avistada pelos navegadores portugueses, no ano de 1500. Nas primeiras décadas da colonização portuguesa, os povos indígenas eram os moradores do lugar. Além disso, a Costa do Descobrimento está associada a um conjunto de iniciativas voltadas para a proteção dos remanescentes da Mata Atlântica, um dos ecossistemas de maior biodiversidade do planeta (DANTAS et al, 2000).

A intervenção humana tem promovido a devastação generalizada da Mata Atlântica no Extremo Sul da Bahia, acelerada na década de 1970 com a abertura da BR-101 e a decadência

da cultura cacauieira. Restam fragmentos da mata primária, tais como o Parque Nacional do Monte Pascoal e o Parque Nacional Costa de Descobrimento. O desmatamento indiscriminado para a introdução da pecuária extensiva acelerou a erosão dos vales encaixados e assoreamento dos canais, alterando a dinâmica fluvial da rede de drenagem, sem considerar a perda de biodiversidade da floresta tropical (DANTAS et al, 2000).

O Litoral, uma das principais regiões geoeconômicas da área, é a mais dinâmica do extremo sul da Bahia. Concentra as atividades de turismo e serviços, além de registrar uma acelerada implantação de infraestrutura urbana. Muitas vezes, os usos dos recursos e do espaço costeiro são agressivos ao meio ambiente, gerando conflitos que, geralmente, acarretam implicações negativas para os ecossistemas e a economia local (DANTAS et al, 2000).

Até a década de 1970 o município de Porto Seguro vivia um tanto quanto isolado das demais regiões, um dos motivos era o difícil acesso à localidade, pela falta de vias terrestres. A inauguração da BR 101, no início da década de 1970 e, posteriormente, da BR 367 – que liga os municípios de Eunápolis e Porto Seguro, facilitou o acesso a essa região, despertando o interesse, principalmente, dos madeireiros para os domínios de Porto Seguro e vizinhança (CPRM, 2000).

Para o último censo de 2010, segundo dados da Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia (SEI), a Costa do Descobrimento possui uma população total estimada, de 180 mil habitantes. O município mais populoso é Porto Seguro, com 126.929 habitantes, seguido por Prado com 27.627 e, por último, Santa Cruz Cabrália com 26.264. Entretanto O Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) estima para 2017 uma população de 207 mil habitantes, sendo que Porto Seguro conta com 149.324 habitantes, Prado com 29.326 e por último Santa Cruz Cabrália de 28.526. Porto Seguro é também o município com maior densidade populacional da região, com 52,70 hab/km².

Pela dificuldade de acesso e escoamento de produtos, conforme mencionado anteriormente, até início da década de 1980, as principais atividades econômicas desenvolvidas no município eram a agricultura de subsistência e a pesca. Mesmo possuindo belas praias e beleza cênica encantadora, o município não explorava seu potencial turístico. Apenas a partir do meado da década de 1980 é que começa a ser explorado o potencial turístico da Costa do Descobrimento (PEDREIRA, 2004)

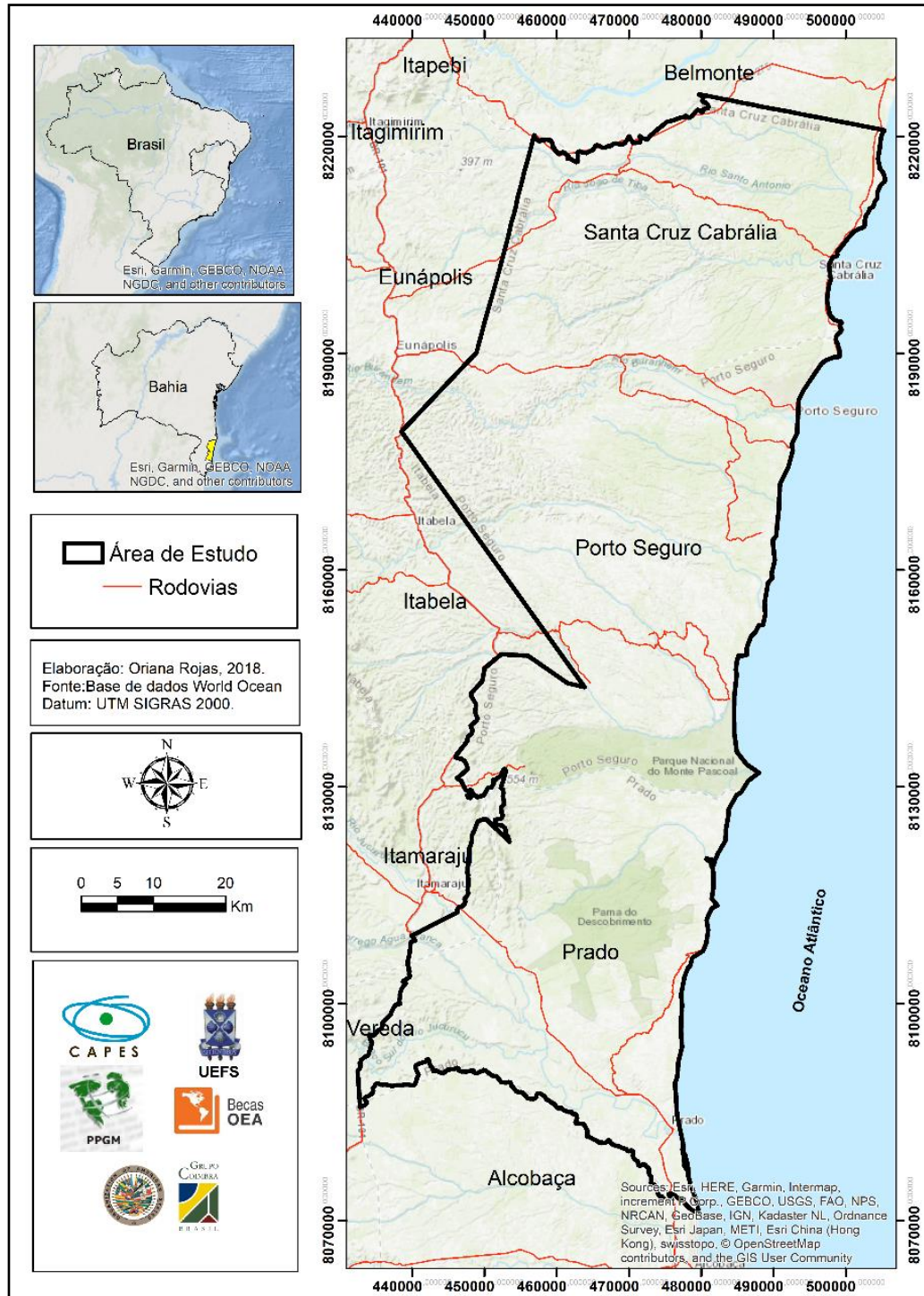


Figura 1.1 Mapa de localização da área de estudos.

O desenvolvimento da agropecuária nos municípios que compõem a Costa do Descobrimento caracteriza-se por um padrão de utilização da terra que contempla uma grande variedade de atividades produtivas. No entanto, é possível distinguir dois sistemas produtivos bastante nítidos, a agricultura mercantil - baseada na produção de mamão, cacau, coco-da-baía, café, mandioca e demais produtos - e a pecuária bovina. Em torno destas atividades se desenvolvem uma série de relações sociais de produção. Mais recentemente se percebe alguma

expansão do cultivo do eucalipto, embora a predominância desse tipo de atividade se dê mais ao sul da região (PEDREIRA, 2004)

A Costa do Descobrimento é o segundo destino turístico da Bahia em número de visitantes e sua arquitetura dos séculos XVI e XVII convive em harmonia com modernos empreendimentos hoteleiros, oferecendo atrativos históricos e culturais, bem como locais ideais para a prática do lazer náutico nos seus 165 km de praias. Possui também forte apelo ao turismo ecológico, pois dispõe de Unidades de Conservação, manguezais, rios de águas limpas e matas com fauna e flora nativas. A região dispõe de importantes parques, a exemplo do Parque Nacional do Descobrimento, Parque Nacional de Monte Pascoal, e o Parque Nacional do Pau-Brasil. Outro elemento que possui forte apelo turístico é a existência de reservas indígenas (CBPM, 2000).

1.4.1 Hidrografia

Na Costa do Descobrimento os rios Buranhém (Porto Seguro) e João de Tiba (Santa Cruz Cabrália) são os mais importantes, tanto pelo aspecto histórico e cultural, quanto pelo papel socioeconômico por eles representado. Outros rios localizam-se na área tais como: rio Jardim na divisa dos municípios de Porto Seguro e Santa Cruz Cabrália; rio Mutari, de grande importância histórica; rio Yaya; rio Mundaí, e; rio São Francisco. O rio dos Mangues que abastece a cidade de Porto Seguro, nasce na Estação Ecológica Veracruz, atravessa uma exuberante floresta, dando condições ambientais para a sobrevivência de diferentes espécies aquáticas, além, de ser importante reserva de mananciais (CBPM, 2000).

Outras importantes sub-bacias são a dos rios Santo Antônio, Frades, Caraíva, Corumbau, Camurugí, Trancoso, Queimado, Peixe, Japara e Jucuruçu. A rede hidrográfica intermitente é relativamente densa, refletindo os fatores climáticos. As regiões dos rios Santo Antônio e os seus afluentes (rios Braço do Norte e Braço do Sul), João de Tiba, Buranhém, dos Frades, Caraíva e Corumbaú apresentam regime fluvial perene (DOMINGUEZ et al., 1993).

As drenagens que constituem essas bacias apresentam, em maior proporção, uma distribuição paralela a subparalela, o que indica, em geral, o caimento do terreno, seja topográfico ou estrutural. A drenagem secundária é do tipo dendrítica, dada a homogeneidade do terreno de origem sedimentar (LIMA et al 2006).

A região é caracterizada pelo elevado nível pluviométrico constante ao longo de todo o ano, tendo como trimestre mais chuvoso abril, maio e junho e os meses de estiagem de dezembro a janeiro. A precipitação média anual na área é superior a 1.400 mm (CBPM, 2000).

1.5 ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS DA ÁREA DE ESTUDO

Na Costa do Descobrimento os principais tipos litológicos (Figura 1.2) presentes podem ser agrupados em três províncias principais, que serão discutidas a seguir:

- O Embasamento, composto por rochas de idade precambriana (gnaisses, gnaisses migmatíticos, gnaisses kinzigíticos, quartzitos, xistos, filitos, metacarbonatos, conglomerados e granitóides), aflora na porção mais ocidental da área estudada
- Os Tabuleiros Costeiros, constituídos pelos sedimentos neógenos da Formação Barreiras, ocupam a maior parte da área e alcançam a linha de costa em vários trechos, originando as falésias.
- As Planícies Quaternárias, constituídas por depósitos marinhos transicionais, depósitos de origem continental e recifes de coral, ocupam as áreas mais baixas da zona costeira, bordejando a linha de costa e adentrando os grandes vales escavados nos Tabuleiros Costeiros.

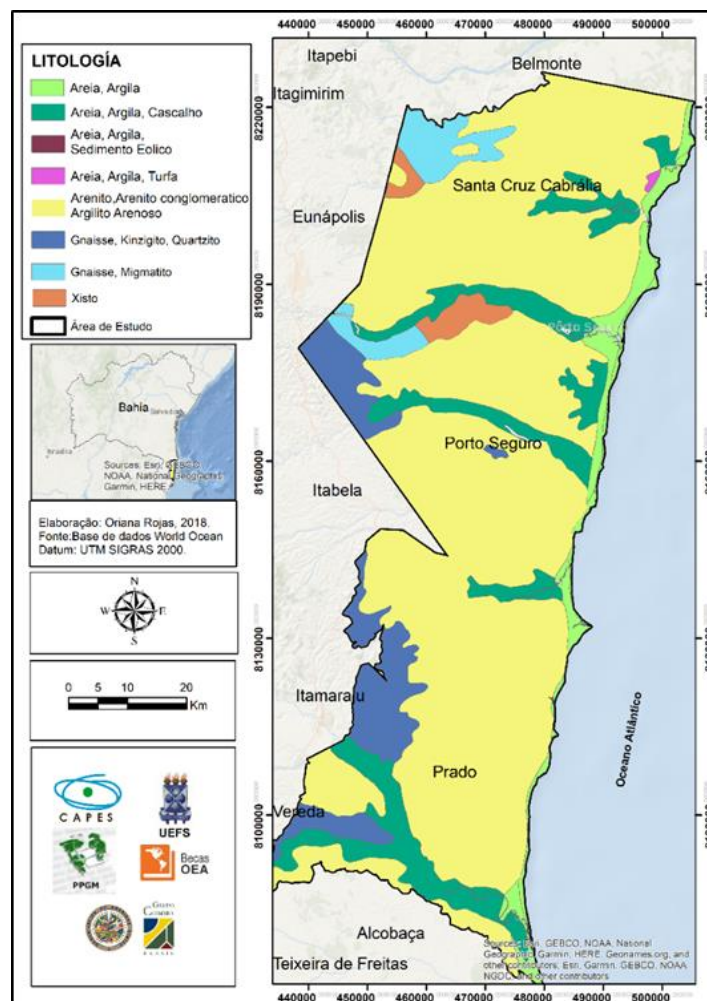


Figura 1.2 Litologia da área de estudo.

1.5.1 Embasamento cristalino

As colinas e serras que formam o embasamento cristalino na Costa do Descobrimento integra a Província Pegmatítica Oriental do Brasil (NEVES et al. 1986). A origem destas rochas está associada ao retrabalhamento de rochas arqueanas durante os ciclos tectônicos, Transamazônico (920 Ma) e Brasileiro (570–540 Ma). As principais litologias que constituem o embasamento ao longo da Costa do Descobrimento são gnaisses, granitóides, xistos, rochas calcossilicadas e quartzitos (LIMA e DOMINGUEZ, 2015).

O Complexo Gnáissico-Granítico ocorre descontinuamente nas porções oeste e noroeste da Costa do Descobrimento, em zona de relevo aplainado a suavemente ondulado. Seu contato com os gnaisses kinzigíticos (Figura 1.5) se dá por falhamento ao longo do rio dos Frades, a oeste do povoado de Queimados. A noroeste do referido rio, o contato é de difícil definição, pois são raras as exposições, e os litotipos aflorantes estão geralmente alterados.

Foram identificados neste complexo os seguintes litotipos: biotita-gnaisses, biotita-gnaisses migmatíticos, biotita-moscovitas gnaisses e, subordinadamente, quartzitos (LIMA e DOMINGUEZ, 2015).

Para os granitóides intrusivos presentes na Costa do Descobrimento, foram individualizados seis corpos graníticos, cujo período de formação atribui-se ao final do evento Brasileiro, em analogia à consideração para rochas semelhantes, feitas por Barbosa e Dominguez (1996) que ocorrem na região extremo sul do Estado da Bahia.

No município de Porto Seguro foram individualizados três corpos, todos situados na sua porção oeste. Um deles, encaixado nos biotita-gnaisses do complexo Gnáissico-Granítico, aflora próximo ao rio Buranhém, em morro isolado, que contrasta com a morfologia regionalmente aplainada.

Os outros dois granitóides ocorrem nas proximidades dos rios dos Frades e Caraíva, um deles estando um claramente encaixado nos gnaisses do Complexo Kinzigítico (Figura 1.5), ao passo que o outro está parcialmente recoberto pelos sedimentos da Formação Barreiras, não sendo possível observar suas rochas encaixantes.

Morfologicamente, o embasamento cristalino consiste em colinas e serras com uma altitude máxima de aproximadamente 600 m e desnível topográfico que pode atingir mais de 200 m. O relevo que compõe os altos residuais do embasamento é significativamente dissecado, com densidade de drenagem que varia de fina a média. Esta dissecação intensa está relacionada ao clima úmido, bem como ao intrincado sistema de fraturas nas direções NE-SW e NW-SE, que exercem forte controle estrutural (LIMA ET AL 2006; LIMA e DOMINGUEZ, 2015).

Em certos locais, as características estruturais são reveladas por cursos de água de rios retilíneos ou mudanças abruptas na orientação do vale, embora o padrão de drenagem seja predominantemente dendrítica a subdendrítica (LIMA ET AL., 2006; LIMA E DOMINGUEZ, 2015).

Segundo Dantas et al (2000) identificou-se cinco unidades geomorfológicas subordinadas:

A superfície colinosa caracterizada por colinas convexo-côncavas com vertentes suaves (10° a 20°) e topos arredondados, com amplitude de relevo entre 40 e 80m, entremeadas por pontões rochosos e morros um pouco mais elevados, com topos arredondados a aguçados.

As colinas residuais, que consistem de colinas isoladas suaves em meio aos tabuleiros e representam os topos mais elevados da paleotopografia terciária, que não foi soterrada pelo espesso pacote sedimentar da Formação Barreiras.

Os montes residuais constituem relevos residuais proeminentes (monadnocks), que se destacam do relevo colinoso da superfície pré-litorânea e ocorrem, de forma restrita, no sudoeste do município de Porto Seguro, onde se destaca o Monte Pascoal (Figura 1.3).

As escarpas degradadas caracterizam-se pelo recuo erosivo das escarpas estruturais produzidas por neotectônica ao longo do médio curso dos vales principais na região, apresentando, assim como os vales encaixados, vertentes íngremes e bastante dissecadas, com gradientes muito elevados (30° a 45°) e desnivelamentos significativos (60 a 100m).

As colinas tabulares representam uma zona de transição entre as formas de relevo esculpidas sobre terrenos sedimentares e cristalinos. Caracteriza-se por vales profundos e encaixados, escavados em rochas precambrianas, de vertentes de 30° a 40° e desnivelamentos significativos de 60 a 100m.



Figura 1.3. O Monte Pascoal. Primeira elevação do embasamento cristalino, avistada pelos navegadores portugueses ao se aproximarem da costa brasileira, no ano de 1500(Foto: Carlos Uchôa,2019).

1.5.2 Tabuleiros Costeiros

Os tabuleiros costeiros na Costa do Descobrimento variam em largura entre 20 e 100 km e exibem terreno plano com um leve gradiente em direção ao mar (Figura 1.4). Quando os tabuleiros chegam ao litoral, eles formam falésias ativas com vários quilômetros de extensão e atingem 40 m de altura. É comum também aparecerem falésias inativas cobertas pela vegetação, que marcam os limites entre os tabuleiros e as planícies quaternárias ou ocorrem onde as praias são mais largas. Os maiores rios da região são marcados por vales largos e baixos, flanqueados por paredes íngremes que cortam a superfície plana dos tabuleiros (LIMA ET AL., 2006; LIMA e DOMINGUEZ, 2015).

A homogeneidade litológica e superfície plana favorecem o desenvolvimento de um padrão de drenagem dendrítico nos tabuleiros. No entanto, a ligeira inclinação para o mar e, em vários casos, para o nordeste e sudeste, em última análise originam o padrão subparalelo. Além disso, várias seções dos rios ocupam zonas de falhas e alguns desses cursos mudam abruptamente de orientação, o que sugere um controle estrutural sobre o padrão regional de drenagem (LIMA et al. 2006).

A morfodinâmica dos tabuleiros costeiros está ligada a densidade de drenagem que varia de média a alta e promove dissecação uniforme do relevo, com vales rasos que se aprofundam em direção à costa e são cercados por encostas convexas curvas. Em locais nos quais o pacote sedimentar é fino ou onde o embasamento aflora, a dissecação é controlada por substrato rochoso e fraturas presentes nessas rochas. Chuvas fortes têm uma influência significativa sobre os processos morfodinâmicos, com o escoamento superficial criando riachos e ravinas nas encostas dos interflúvios (MENDES et al. 1987).

Os tabuleiros costeiros são constituídos de sedimentos terciários inconsolidados da Formação Barreiras, que aflora em falésias quando encontram a linha de costa. Os tabuleiros representam a unidade geológica de maior expressão na área de estudo e recobre discordantemente as unidades pré-cambrianas.

As características das principais litofácies que compõem a Formação Barreiras observadas por Lima et al (2006) são descritas a seguir:

Arenitos maciços conglomeráticos: Esta litofácies é composta por duas variedades diferenciadas pela composição mineralógica, arenitos conglomeráticos quartzosos e arcossianos. Ambas possuem matriz lamosa, são abundantes nas falésias e contêm grânulos e pequenos seixos imersos. Os grãos são mal selecionados e variam de angulosos a subangulosos e, mais raramente, subarredondados, possuindo, em muitos locais, cimentação silicosa. Os arenitos conglomeráticos arcossianos, além de serem os mais comuns, aparecem em grande quantidade na base das falésias.

Arenitos maciços lamosos: Esses arenitos possuem granulometria fina a grossa, com grãos angulosos a subarredondados. Esta litofácies apresenta abundante matriz caulínica, sem, no entanto, apresentar grânulos imersos. Os grãos são mal selecionados, constituídos predominantemente por quartzo hialino e secundariamente por fragmentos de argilitos e feldspato caulinizado.

Arenitos com estratificações cruzadas: Essa litofácies caracteriza-se por granulometria fina grossa. Os grãos são predominantemente subangulosos a subarredondados e compostos principalmente por quartzo e secundariamente por feldspato caulinizado.

Argilitos maciços: Ocorrem em camadas que podem variar de alguns centímetros até mais que um metro de espessura. Quando associados ao arcósio, possuem cores claras, variando de branco a cinza claro. Nas camadas superiores se apresentam de cores avermelhadas com tons acastanhados.

Os tabuleiros também foram subdivididos em unidades geomorfológicas segundo o grau de dissecação impresso pela rede de drenagem, levando-se em consideração a densidade de

drenagem e o aprofundamento dos vales. Segundo Dantas et al (2000) identifica-se três unidades geomorfológicas subordinadas:

Os tabuleiros muito dissecados: consistem de colinas tabulares de topos planos a levemente arredondados, frequentemente sulcados por uma densa rede de pequenos canais, apresentando vales encaixados de pequena profundidade (geralmente inferiores a 20m) e gradientes médios (15° a 25°).

Os tabuleiros dissecados e os pouco dissecados consistem de superfícies sulcadas por uma rede de canais de densidade média a baixa, aprofundamento variado (15 a 60m) e gradientes médios a elevados (15° a 35°). Os topos planos dos tabuleiros apresentam fraca vulnerabilidade à erosão, onde predomina os processos de infiltração.

As superfícies tabulares são extensas superfícies planas, não dissecadas pela rede de canais, com gradientes inexpressivos (menos de 3°) e utilizadas para atividades agrosilvipastoris, com destaque para a cultura de cana-de-açúcar e o plantio de eucaliptos.

As falésias ou paleofalésias da Formação Barreiras compreendem as escarpas erosivas dos tabuleiros devido à abrasão marinha, possuindo uma grande beleza cênica. As falésias ativas, que sofrem ainda a ação erosiva das ondas, situam-se em trechos da linha de costa entre Arraial d'Ajuda e Trancoso e entre Itaquena e Caraíva.



Figura 1.4. Em primeiro plano aparecem os Tabuleiros Costeiros e, ao fundo os altos do embasamento cristalino. Observe que o encontro dos tabuleiros com a área costeira, origina as falésias (Fonte: Lima e Dominguez, 2015).

1.5.3 As planícies quaternárias

As planícies quaternárias ocupam as áreas mais baixas da Costa do Descobrimento bordejando a linha de costa e adentrando os grandes vales presentes nos tabuleiros costeiros (Figura 1.5). Constituem as planícies quaternárias os depósitos continentais, transicionais e recifes de coral que se sobrepõem discordantemente a Formação Barreiras. Estes depósitos tiveram sua acumulação controlada pelas variações do nível relativo do mar que afetaram a costa brasileira durante o Quaternário (CBPM, 2000).

Devido à diminuição da entrada de sedimentos fluviais na zona costeira, uma planície quaternária bem desenvolvida está presente nas localidades de Corumbau e na seção entre Porto Seguro e Cabrália, onde a proteção fornecida pelas estruturas do recife posicionado além da costa favoreceu o acúmulo de sedimentos de praia em um processo semelhante ao que resulta na formação de tómbolos e salientes. Nessas duas planícies quaternárias, há depósitos de praia que se acumularam em associação com os altos níveis do mar do isótopo marinho Estágio 5e (123.000 anos AP) e Fase Isotópica Marinha 1 (atual). Outras características da idade quaternária e característica da zona costeira são os arenitos de praia e recifes de coral. Os arenitos de praia representam antigos depósitos de zona de surfe cimentada por carbonato de cálcio, posteriormente exumada por erosão do litoral. A cimentação é tipicamente superficial e estende-se até 3-4 m de espessura. As idades relatadas para estes arenitos são sempre menos do que os 7.000 BP (Martín et al. 1999).

As estruturas sedimentares predominantes são estratificações cruzadas, que se formaram sob a ação de correntes longitudinais na zona de surfe. Muitas ocorrências de arenitos de praia na Costa do Descobrimento são associadas com as bocas de grandes vales que cortam os tabuleiros costeiros e são o testemunho da queda do nível do mar durante o Holoceno (LIMA E DOMINGUEZ, 2015).

Dantas et al (2000) define Planícies Quaternárias como um conjunto de formas de relevo de agradação geradas durante o Pleistoceno superior e o Holoceno, por uma interação de processos fluviais, lagunares e marinhos determinada pelos ciclos transgressivos regressivos atuantes no litoral baiano. Essas planícies localizam-se de forma restrita junto à linha de costa e adquire expressão ao longo dos baixos cursos dos principais rios da região. Dantas et al (2000) também identifica cinco unidades geomorfológicas subordinadas:

As planícies fluviais, que se situam nos fundos de vales dos principais rios da área, acima do limite máximo atingido pela penúltima transgressão, sendo descartada qualquer influência de sedimentação de origem marinha ou lagunar, conforme proposto por Martín et al. (1980).

Consistem de depósitos arenosos ou argiloarenosos, embutidos em vales encaixados em “U”, episodicamente inundáveis.

As *planícies flúvio-lagunares*, que se situam nos fundos de vales dos principais rios da área, abaixo do limite máximo atingido pela penúltima transgressão. Foram geradas a partir do último máximo transgressivo, com a formação de antigos corpos lagunares, isolados do oceano pela formação de ilhas-barreiras, que preencheram as reentrâncias da linha de costa e que foram colmatadas pela sedimentação fluvial com o movimento regressivo subsequente (MARTIN et al., 1999).

As *planícies intermarés (mangues)* situam-se nas desembocaduras protegidas dos principais rios, na zona de influência de marés, sofrendo influência de variações do nível do mar ou da descarga de sedimentos dos sistemas fluviais, acarretando um avanço ou recuo do ambiente, em relação à linha de costa. Consistem de depósitos argilosos orgânicos, localizados nas desembocaduras dos principais rios.

As *planícies marinhas* consistem de cordões arenosos de idade holocênica e foram geradas a partir do último máximo transgressivo com a consolidação de ilhas-barreiras paralelas ao litoral. Durante ao posterior período de regressão marinha, ocorreu uma progradação da linha de costa com uma sucessiva incorporação de cordões arenosos à ilha-barreira inicial, frequentemente associada à colmatação de incipientes lagunas geradas à sua retaguarda. Tratam-se de depósitos arenosos quartzosos, bem selecionados, situados ao longo das planícies costeiras e com maior desenvolvimento junto às desembocaduras dos principais rios da região, produzido pela descarga fluvial (DOMINGUEZ et al., 1983)



Figura 1.5 Planícies quaternárias. (Fonte: Lima e Dominguez, 2015)

CAPITULO 2

NEOTECTÔNICA: FORMAÇÃO DA MORFOLOGIA CONTEMPORÂNEA

2.1 Pioneiros da Neotectônica

Os movimentos tectônicos que vêm ocorrendo nos tempos geológicos mais recentes têm sido relatados desde o início do aparecimento do homem moderno, embora a definição do termo Neotectônica seja motivo de muito debate. Isto decorre da heterogeneidade das diversas regiões no planeta, mesmo quando apresentam similaridades de processos geotectônicos. Para uma apreciação correta do termo neotectônica é necessário abordar a evolução conceitual nos últimos anos.

Suguio (2010), no seu livro *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*, aborda um dos primeiros autores do século passado, que menciona teorias sobre a neotectônica, os quais são Koto (1893), Argand (1916), Ramsey (1924), Tada (1927), apresentando as diferentes abordagens dos autores, como falha ativa, a tectônica da calma, a tectônica de movimento ou tectônica vivente, e tectônica recente, respectivamente.

Não obstante, o estudo da neotectônica passou a ser sistematizado em um novo campo da Geotectônica a partir de 1948, quando o geólogo soviético V. A. Obrushev definiu o que ele chamou de Neotectônica como estudo dos movimentos recentes da crosta terrestre que ocorreram durante o intervalo de tempo entre os períodos do Terciário Superior ou Neógeno (Mioceno e Plioceno) e Quaternário, e que assumiram um papel decisivo na formação da topografia contemporânea da superfície terrestre. O estudo da neotectônica passou a ter um caráter específico na área das geociências no que se refere à caracterização na arquitetura das estruturas geológicas e na elaboração das feições geomorfológicas (SUGUIO 2010; LIMA 2010) ,.

Na revista da *Asociacion Geologia Argentina*, Polanski (1963) considerou o movimento Neotectônico como uma fase autônoma e bem definida dos desenvolvimentos de alguns movimentos orogênicos, implicando em estruturas geológicas de diferentes idades e grau de consolidação. O autor também indica várias definições que foram propostas em função das especificidades dos contextos geotectônicos e morfoclimáticos nas regiões onde foram estudadas, umas das mais importante, foi Wegmann (1955) que adotou do termo tectônica viva como definição dos movimentos muito recentes e/ou sismotectônico.

A ideia do Geólogo E.V. Jain (1973) foi citado no artigo de Saddi (1993) afirmando que os estudos neotectônicos representavam um importante fato de avanço para as pesquisas em

geotectônica. Por outro lado, no ano seguinte o autor Nikolaev (1974) indicou que estes movimentos constituiriam áreas de reativação de antigas estruturas e/ou a formação de novas estruturas no Quaternário. Mais tarde os autores franceses Angelier e Mechler (1976) afirmaram que a Neotectônica versaria sobre o período no qual as observações geofísicas poderiam ser extrapoladas à luz dos dados geológicos.

Ao longo do tempo as definições sobre movimentos neotectônicos foram evoluindo na direção de incorporar os conceitos atuais das teorias geotectônicas, revestindo-se de uma visão compatível com a tectônica global, mais especificamente a teoria da tectônica de placas. A Comissão de Neotectônica da Associação Internacional de Estudos do Quaternário (International Union for Quaternary Research - INQUA), buscando uma síntese, adotou, em 1978, a definição atualmente em vigor em nível internacional, considerando os movimentos neotectônicos como:

“Quaisquer movimentos ou deformação ao nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, suas implicações para vários propósitos práticos e suas extrapolações futuras. Os movimentos neotectônicos englobam o acervo de deformações rúptil ou dúctil de um período neotectônico” (INQUA, 1978)

No livro *Geotectônica Geral*, o autor V.E. Jain (1980) considerou que os movimentos contemporâneos são aqueles ocorridos na crosta terrestre nos últimos seis mil anos, com evidentes conotações históricas. O autor classificou tais movimentos em jovens (ocorridos no Holoceno) e em novíssimos (atuais).

Citações importantes de Suguio (2010) são dois autores com similares teorias, os quais foram Sengör (1982) e Blenkinsop (1986). Eles indicam que o estudo da neotectônica está relacionado aos movimentos tectônicos mais novos da história geológica, tendo começado no momento em que o campo de stress tenha sido estabelecido. A ideia desses autores concorda com a de Wallece (1986) que relaciona ao regime tectônico com o campo tensional em vigor desde a última reorganização tectônica regional ou a partir do estabelecimento dos limites das placas atuais. O mesmo autor afirma ainda, que as atividades tectônicas podem ser reiniciadas no futuro, inclusive afetando comunidades humanas.

Saddi (1993) também cita ao o geólogo Trifonov (1989), indicando as três circunstâncias que demonstram a importância da neotectônica para as ciências geológicas: A possibilidade de observar, medir e datar de maneira mais precisa os movimentos tectônicos cenozoicos; a sismicidade e os campos geofísicos, estabelecendo a relação da tectônica superficial com a estrutura profunda e suas transformações; e a comparação da tectônica ativa com as manifestações cenozoicas pretéritas.

Um ponto de controvérsia neste campo de conhecimento é delimitar o período de início dos movimentos neotectônicos. De acordo com Pavlides (1989), o início do período neotectônico dependeria das características individuais de cada ambiente geológico. O objetivo da neotectônica é o estudo dos eventos tectônicos novos, que ocorreram ou estão ocorrendo numa região após a orogênese final, ou mais precisamente após a sua reorganização tectônica mais significativa.

A neotectônica trata dos movimentos e deformações passados ou anteriores ao tempo presente. Por isso Morner (1989) sugeriu a idade de início e limites inferiores para o domínio neotectônico, os quais seriam, os últimos 2,5 Ma (provável reorganização geral do regime tectônico); os últimos 6 Ma (período posterior à Idade Messiniana (Idade Zancleana)); os últimos 23 Ma (Neógeno Inferior); e os últimos 38 Ma (Oligoceno Inferior, reorganização da tectônica global).

Wallece (1986) e Baker (1986) definiram como a deformação Neotectônica aquela se está sendo produzida na atualidade, controlada por um marco tectônico desenvolvido desde milhões de anos (10^3 - 10^2 anos) e (10^5 - 10^6 anos) respectivamente. Para Saadi (1993) o período neotectônico pode ser delimitado como aquele que, em um referido território, mostra testemunhos e/ou evidências da atividade tectônica mais recente, mais ou menos associados às características geomorfológicas (fisiográficas e sedimentológicas) dominantes. Outros autores como Stewart e Hancock (1994) manifestam que são movimentos terrestres que ocorreram no passado e continuam ocorrendo até os dias atuais.

Assim também Keller e Pinter (1996), estabelecem que a escala de tempo a ser avaliada numa abordagem de tectônica ativa varia de acordo com as situações encontradas, podendo ser de algumas dezenas a alguns milhões de anos. Ressalta os autores que o intervalo entre 18.000 e 10.000 anos A.P., é de grande interesse no estudo da tectônica ativa. Segundo Suguio e Martin (1997), essa compreensão temporal pode contemplar qualquer movimento ou deformação da Terra, desvinculando o sentido da neotectônica a qualquer implicação cronológica que passa a compreender desde movimentos sísmicos instantâneos, ou desde o Neógeno até o Recente.

Finalmente, embora as opiniões da maioria dos autores tenham expressado ideias diferentes, ocorreu um consenso quanto à relação entre neotectônica e a configuração da morfologia atual, independentemente da idade das feições estudadas. Neste contexto a INQUA (1978) estabeleceu a não fixação de limites temporais rígidos, admitindo como movimentos neotectônicos desde os instantâneos ou sísmicos, até aqueles com idades superiores a 10 milhões de anos, se isto for necessário ao entendimento da origem dos movimentos.

2.2 Neotectônica no Brasil

Durante muito tempo, no Brasil, o termo Neotectônica foi pouco enfatizado pelos pesquisadores, por acreditar que um país bordejado por uma margem continental do tipo Atlântica (passiva) se constitui em uma região extremamente estável (LIMA, 2000), muito embora desde o final do século passado e início deste século foram registraram vários eventos sísmicos, no Nordeste Brasileiro. Segundo Lima (2000) o Imperador do Brasil, D. Pedro II, toma conhecimento, em 1860 o tremor de terra, que ocorreu em Pernambuco em 1811. No século seguinte, desde o ano 1905 até 1920 o autor Theodoro Sampaio descreveu em seus artigos, os eventos sísmicos ocorridos em diferentes cidades do Estado Bahia.

Não obstante o autor Saddi (1993) indica que o primeiro trabalho que aponta para eventos neotectônicos no território brasileiro foi de Hartt (1870), que notou a ocorrência de atividade tectônica recente, e explicou as feições geológicas ou geomorfológicas específicas e/ou localizadas, dos sedimentos pliocênicos do Médio Jequitinhonha. O mesmo autor menciona outros trabalhos pioneiros, os quais foram os de Gorceix (1884) a respeito das bacias terciárias do Quadrilátero Ferrífero e Brajnikov (1917), a respeito da região tectônica localizada em Belo Horizonte.

Lima (2000) ressalta como pesquisa pioneira do tectonismo moderno Brasileiro, o trabalho de Freitas (1951), mencionando a conformação dos planaltos, as muralhas, as fossas e os vales de “afundimento”, presentes em território brasileiro, como evidências de uma tectônica cenozoica no Brasil. Outro autor citado, foi King (1956), que relacionou a paisagem atual do leste brasileiro, com uma série de eventos erosivos mesozoicos e cenozoicos (LIMA, 2000).

Autores como Ab´Saber (1956), Dresche (1957) e Demangeot (1960) apontam a atividades tectônicas, como influenciadoras na evolução geomorfológica no Nordeste Brasileiro, argumentando altos estruturais sustentados por sequências do embasamento Precambriano e formando divisores fundamentais das drenagens. Mencionam também espalhamento em direção ao litoral, dos sedimentos da Formação Barreiras, enquanto depósitos correlativos aos soerguimentos continentais e posterior emersão, permitindo a formação de falésias litorâneas. Outro trabalho que relaciona o estudo do relevo e da rede hidrográfica, com o delineamento estrutural subjacente foi o trabalho de Ponte (1969), realizado nos aforamentos da Formação Barreiras. Ponte (op. Cit.) observou variações de espessura desse complexo sedimentar, sugerindo que as estruturas delineadoras desses desníveis topográficos (falhas), estiveram ativas durante sua deposição, implicando em um tectonismo ativo no Terciário Superior.

Por outro lado, os autores Asmus e Ponte (1973) concluíram que a tectônica nas bacias persistiu até o Terciário, principalmente ao longo de falhas reativadas. Essas reativações ocorreriam por movimentações epirogenéticas desde o final do Cretáceo até o Plioceno-Pleistoceno. Já para Hasui e Ponçano (1978), os sismos recentes ocorridos no Brasil, são evidências de um tectonismo originado no Cenozoico.

Haberlehner (1978) concluiu que só na década de 1970, com a implantação de grandes obras de engenharia civil, é que o interesse pela Neotectônica ganhou um campo maior de abordagem na literatura. A importância da neotectônica para a geologia se dá por causa da possibilidade de se observar, medir e datar com maior precisão os eventos tectônicos do Cenozoico assim o afirmou Trifonov (1989).

A primeira reflexão sobre a Neotectônica Brasileira, foi o trabalho de Hasui (1990) baseada no delineamento da história de reativações das estruturas tectônicas desde o Precambriano até o Cenozoico. Para Assumpção (1992) no Cenozoico, as tensões estão relacionadas à migração da placa sul-americana para Leste e às tensões intraplaca, predominantemente compressivas. Essas tensões foram geradas pela expansão do assoalho oceânico na cadeia meso-atlântica, bem como na cadeia andina e configuram um regime compressivo de direção E-W para todo o território Brasileiro.

Para Saadi e Torquato (1992), a evolução morfoestrutural do Nordeste do Brasil baseia-se na ocorrência de importantes arqueamentos crustais. No ano seguinte, Saadi (1993), esboça um quadro neotectônico da Plataforma Brasileira e apresenta deformações em toda sua amplitude. Essas deformações, diretamente associadas às linhas de fraqueza pré-existentes, apresentam-se na altura da Região Nordeste do Brasil, sendo caracterizada por um elevado número de falhas ativas e sismicidade.

Autores como Hasui e Costa (1996) e outros deram maior atenção na compreensão da neotectônica no contexto dos domínios intraplaca, tornando-se importante devido sua influência no modelado da paisagem e pelo potencial de sua aplicação em diversas áreas como planejamento e execução de obras de engenharia e no planejamento da ocupação urbana ou rural.

Lima (1999) apresenta um modelo conceitual que explica a deformação associada à compressão generalizada das bacias continentais da placa Sulamericana. O autor evidencia o fato que estas não são mais bacias, e sim os restos erodidos de bacias onde as bordas foram soerguidas, atingindo cerca de 1.000m e onde os centros são deprimidos e localmente preenchidos por sedimentos quaternários. Nas grandes bacias quaternárias são encontrados restos de uma cobertura terciária que está sendo erodida, demonstrando que, pelo menos uma

parte do soerguimento foi produzida após o início do Terciário. A forte incisão da rede de drenagem pode formar vales de centenas de metros de profundidade

A conclusão de vários autores com Bezerra (1999), Bezerra (2001), e Saadi (2005) é que a geologia do Nordeste brasileiro é caracterizada por sucessivas fases de reativação de falhas, que ocorrem desde o Plioceno. As feições geomorfológicas de origem tectônica podem ser vistas ao longo da planície costeira, onde a alternância entre o grabens e o horsts é responsável pelo suporte estrutural.

Rocha (2000) indica no seu trabalho realizado no Sul da Bahia, que os contornos da unidade geomorfológica denominada de Tabuleiros Costeiros, correspondem espacialmente aos limites dos sedimentos da Formação Barreiras. O Autor descreve a morfologia onde predominam topos aplainados, isolados por uma densa rede de drenagem, que dissecou fortemente a superfície de aplainamento formada por agradação pliocênica. Além disso, Rocha (2000) ressalta três tipos de feições hidrogeomorfológicas, cuja associação evidencia a atividade neotectônica como um dos fatores que controlam o processo de dissecação fluvial.

Em consenso entre vários pesquisadores como Lima (2000), Lima (2002) e Saadi (2005) sugerem que neotectônica é um dos principais mecanismos controladores da morfologia do relevo da zona costeira brasileira atual.

No Litoral Norte da Bahia, estudos realizados por Fortunato (2004), Costa Júnior (2008), Lima (2010) e Nunes (2011) também sinalizam a influência da Neotectônica na evolução dos solos e do relevo. Evidências sinalizadas pela organização e desenvolvimento da rede de drenagem, pelos vales dissimétricos, pelos vales retilíneos, grabens e por estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados.

2.2.1 Neotectônica na Formação Barreiras

Existem várias teorias em relação à origem da Formação Barreiras. Segundo Alheiros et al. (1988), a deposição dos sedimentos da Formação Barreiras se deu através da deposição de rios em sistemas entrelaçados desenvolvidos sobre leques aluviais. Para Gopinath et al. (1993), as partículas sedimentares que fazem parte da Formação Barreiras têm origem nos produtos resultantes do forte intemperismo sobre o embasamento cristalino.

Durante várias décadas, a Formação Barreiras foi considerada como sendo de origem predominantemente continental (BIGARELLA, 1975; LIMA, 2002), tendo sido descritos depósitos de origem marinha no litoral do Pará (ARAI, 1997), cuja idade tem sido atribuída ao Mioceno (ARAI, 2005). Apesar da sua grande extensão ao longo da costa brasileira, desde o

Estado do Rio de Janeiro até o Estado do Amapá (SUGUIO E NOGUEIRA, 1999), mais recentemente, o Barreiras tem sido considerado como transicional/marinho, com incursões de depósitos fluviais entrelaçados.

Lima (2002) enfatiza que, na maioria dos casos estudados, os conglomerados estão ausentes ou em menor quantidade, rochas típicas de leques aluviais. O mesmo autor defende que os sistemas fluviais existiram na área estudada, tendo sido os agentes predominantes na deposição dos sedimentos Barreiras.

A Formação Barreiras para outros autores foi reinterpretada como formada em uma série de ambientes litorâneos influenciados por correntes de maré, relacionados a sistemas deposicionais estuarinos (ROSSETTI et al., 1990). Tal reconstituição paleoambiental, primeiramente fornecida para a Formação Barreiras exposta ao longo de bacias sedimentares da margem equatorial brasileira, foi estendida para depósitos correlatos que afloram no Nordeste do Brasil (ROSSETTI e GÓES, 2009; ROSSETTI et al., 2013)

Vários autores, dentre eles King (1956), Tricart e Silva (1968), Mabessone et al. (1972), Bigarella (1975), Suguio e Nogueira (1999), Lima (2002) e Fortunato (2004), afirmam que os sedimentos do Barreiras foram depositados sob condições climáticas secas, intercalados por períodos úmidos.

Além do controle climático, a deposição da Formação Barreiras foi fortemente influenciada pelo tectonismo, provavelmente representado por soerguimentos epirogenéticos e/ou flexura continental, que vêm afetando a plataforma sul-americana a partir do Mioceno Médio e que marca o início da ação neotectônica no Brasil (KING, 1956; TRICART; SILVA, 1968; TORQUATO; TORQUATO; MORAES, 1997; BEZERRA, 1998; LIMA, 2000; BEZERRA, 2001; VILAS BOAS; SAMPAIO; PEREIRA, 2001; LIMA, 2002; FORTUNATO, 2004; SAADI, 1993; SAADI et al., 2005).

Muitas evidências de neotectônica foram observadas por Silva e Tricart (1980) nos sedimentos da Formação Barreiras, no litoral sul da Bahia. A primeira delas seria o basculamento suave para sudeste desse grupo, que, segundo esses autores, se prolongaria por toda a plataforma continental.

Muitos estudiosos se referem à neotectônica como indutor decisivo da atual configuração geomorfológica do Brasil, especialmente na faixa litorânea. Alguns evidenciam seus reflexos na sedimentação e evolução de diferentes sequências geológicas, dentre elas a Formação Barreiras e os sedimentos Pós-Barreiras (SILVA; TRICART, 1980; COSTA et al., 1996; BEZERRA, 1998; LIMA, 2000; NOGUEIRA e SARGES, 2001; COSTA et al., 2002; LIMA, 2002; FORTUNATO, 2004; SAADI et al., 2005, COSTA JÚNIOR, 2008)

Lima (2002), em seu trabalho de doutoramento realizado no Litoral Sul da Bahia, chega a conclusão, que os baixos estruturais têm uma maior espessura do Barreiras, evidenciando por falhas que estiveram ativas durante a deposição do pacote sedimentar. A reativação de zonas de fraqueza das rochas seria responsável pelo aumento e mudança de gradiente da superfície recém construída, fazendo com que o padrão de drenagem fosse modificado e tivesse seu direcionamento alterado (LIMA ET AL., 2006). Essas afirmações concordam com o trabalho desenvolvido anteriormente por Saadi (2000) no Litoral Sul da Bahia

CAPÍTULO 3

PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Os procedimentos envolvidos nesta pesquisa, referente à modelagem das fragilidades tectônicas presentes na Costa do Descobrimento no sul da Bahia estão sumariados na Figura 3.1. As etapas desta pesquisa envolvem: Revisão bibliográfica, construção de bases de dados georreferenciados da área de estudo, trabalho de campo, elaboração de mapas temáticos, análise dos dados e modelagem das fragilidades tectônicas.

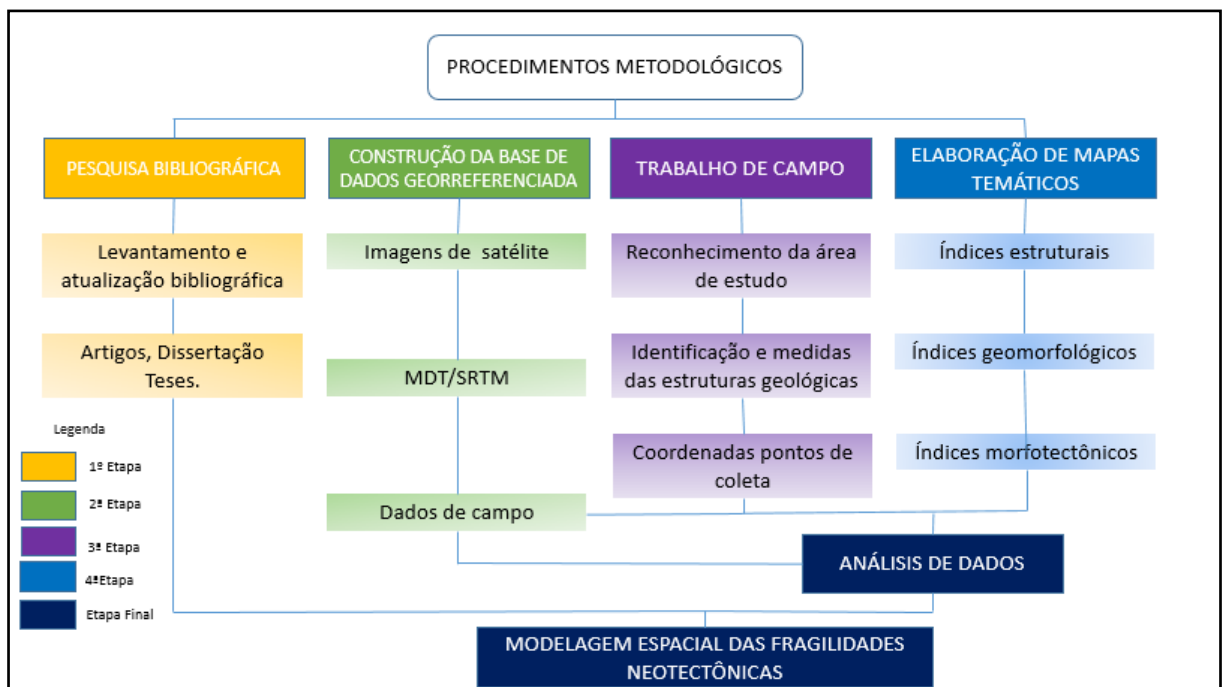


Figura 3.1 Fluxograma indicativo das etapas metodológicas da pesquisa

3.1 Revisão bibliográfica

Nesta etapa foi feito um levantamento de artigos, dissertações e teses que abordam a questão da neotectônica global; a neotectônica no Brasil e as pesquisas com essa temática na região Nordeste, além de temas referentes a metodologias de mapas temáticos para aplicar na modelagem relacionada às fragilidades tectônicas e à morfotectônica.

3.2 Construção da base de dados georreferenciada

A construção da base de dados georreferenciada (Figura 3.2) teve as seguintes etapas: levantamento cartográfico de dados digitais preexistentes da área de estudo; delimitação das sub-bacias hidrográficas, a partir da geração de subprodutos de MDT/SRTM, pontos de GPS, dados de campo e fotos referentes às análises da modelagem das fragilidades neotectônicas.

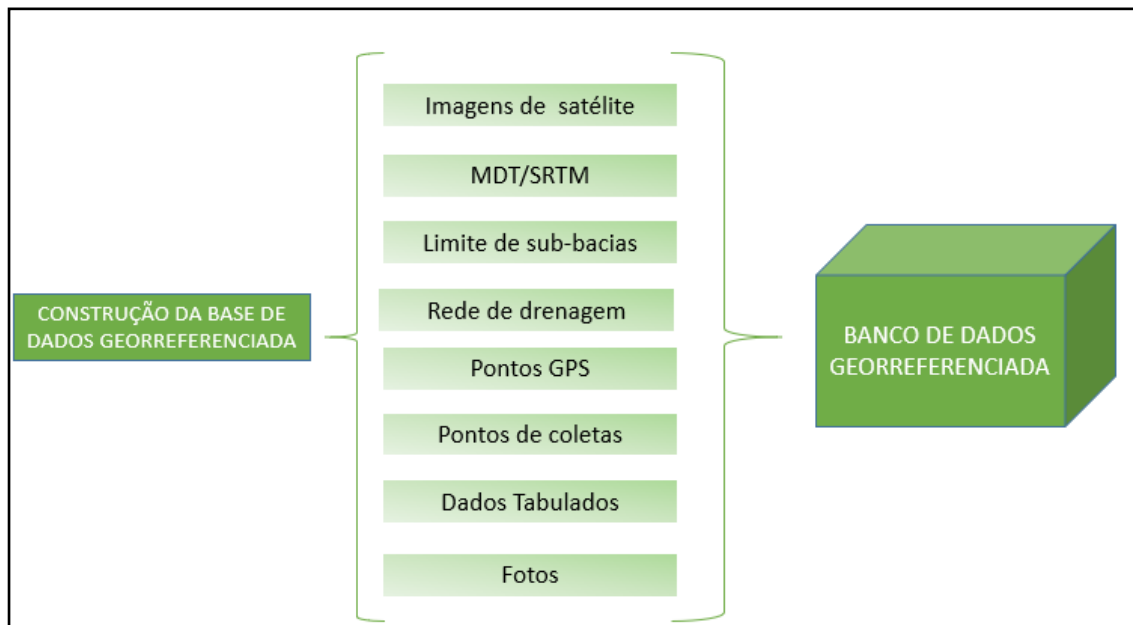


Figura 3.2 Fluxograma de base de dados georreferenciada.

O levantamento cartográfico de dados digitais preexistentes foi realizado com o intuito de obter mapas temáticos de elementos da área de estudo. Esses dados foram capturados, armazenados, manipulados, os quais permitiram a análise espacial.

Primeiramente se realizou a delimitação das bacias através do Modelos digital do terreno (MDT), disponibilizado gratuitamente no site do USGS (United States Geological Survey). Este dado foi gerado a partir do sensor Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) e a resolução espacial é de 30 metros.

Seguindo a orientação de DIAS et al., (2004), o processo de delimitação automática da bacia hidrográfica foi desenvolvido no aplicativo ArcGis, utilizando-se extensões: Spatial Analyst Tools e Hydrology Modelling. Metodologicamente foram subdivididos em quatro etapas (Figura 3.3), sendo: preenchimento de depressões (“fill ”), direção de fluxo (“flow direction”), fluxo acumulado (“flow accumulation”) e delimitação de bacias (“Basin”), logo o produto raster obtido foi transformado em arquivo do tipo shapefile pelo algoritmo Raster to polygon, resultando na forma da bacia.

A etapa de preenchimento de depressões é o primeiro tratamento dado à matriz de altitudes e serve para corrigir erros em dados referentes a terrenos. Na etapa de direção de fluxo foi gerada uma grade regular definindo as direções de fluxo, tomando-se por base a linha de maior declividade do terreno. Essa grade numérica gerada determina a direção de maior declividade de um pixel em relação a seus pixels vizinhos, mostrando assim a direção que o curso d'água irá percorrer após atingir cada pixel.

Já na etapa de fluxo acumulado obtém-se grau de confluência do escoamento e pode ser associado ao fator comprimento de rampa aplicado em duas dimensões. O fluxo acumulado representa a rede hidrográfica, sendo possível montar nova grade contendo os valores de acúmulo de água em cada pixel. Desse modo, cada pixel recebe um valor correspondente ao número de pixels que contribuem para que a água chegue até ele.

Finalmente na etapa de delimitação da bacia que ocorre por meio do processamento dos mapas de direção de fluxo e fluxo acumulado. A delimitação da bacia foi realizada a partir da entrada da direção de fluxo (flow direction), onde o produto raster obtido foi transformado em arquivo do tipo shapefile pelo algoritmo Raster to polygon, resultando na forma da bacia.

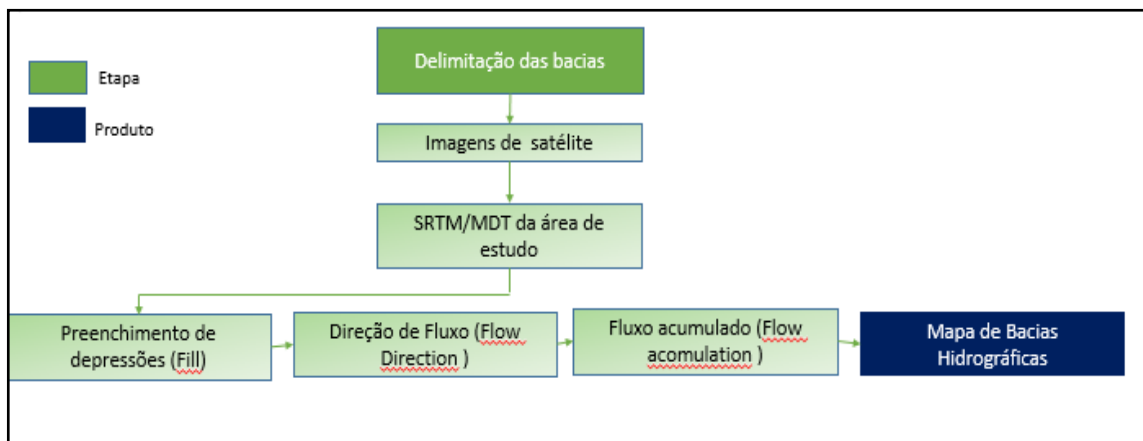


Figura 3.3 Etapas para a delimitação das bacias, a partir de SRTM/MDT

3.3 Trabalho de campo

Foram desenvolvidos trabalhos de campo para a identificação e medição de estruturas geológicas que representem a ação da neotectônica, tais como juntas e falhas geológicas, para uma posterior correlação com as estruturas observadas em imagens de satélite.

O trabalho de campo foi fundamental para desenvolvimento da pesquisa (Figura 3.4). Assim, foi possível reconhecer a área de estudo; atualizar dados cartográficos disponíveis;

levantamentos de dados estruturais como identificação e medida das estruturas geológicas, tais como juntas e falhas (planos e estrias), delineadas durante os esforços tectônicos. Nessa etapa, foram utilizadas as técnicas clássicas como identificação e medida das estruturas com a bússola geológica de Brunton, a realização de estudo dos afloramentos visitados, seções geológicas e coleta de amostras. Os pontos visitados foram localizados com equipamentos de GPS e integrados no banco dos dados do programa de SIG (Sistema de Informação Geográfica). Dentre os afloramentos visitados, foram escolhidos os mais adequados para análise estrutural.

Todos os dados levantados em campo foram sistematizados em tabelas, contendo campos específicos que caracterizam a natureza dos dados, tais como: coordenada UTM, formação geológica, data de aquisição, presença de falhas e juntas com suas respectivas medidas. Em seguida a tabela foi projetada, permitindo realizar buscas específicas no banco de dados e posteriormente para geração do diagrama de Roseta. Durante a etapa de campo, foi realizada uma documentação fotográfica dos afloramentos e das estruturas geológicas.

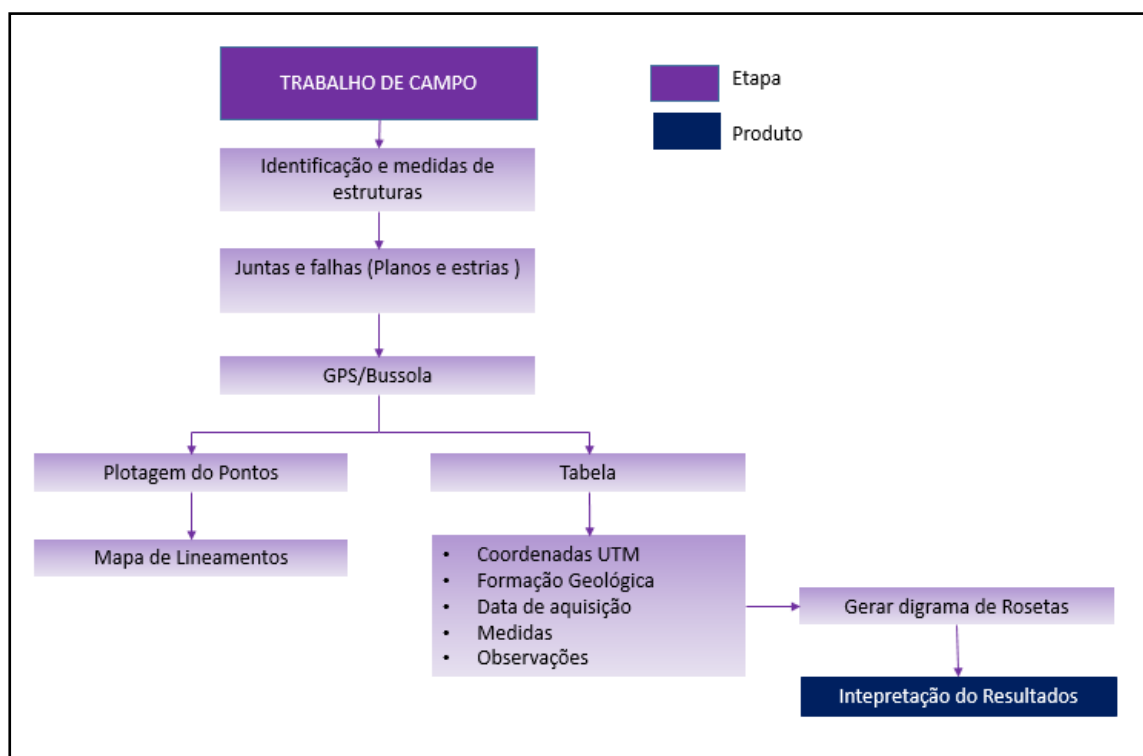


Figura 3.4 Fluxograma de trabalho de Campo.

3.4 Elaboração de mapas temáticos

A elaboração de um conjunto de mapas temáticos (Figura 3.5), com base nos dados de elevação de MDT/SRTM, para índices estruturais (mapa de lineamentos, densidade de

lineamentos e frequência de lineamentos), índices geomorfológicos (densidade de drenagem, frequência de fluxo e índice topográfico de umidade) e índices morfotectônicos (amplitude de relevo e gradiente de inclinação e fator de assimetria de bacias) para determinar áreas de deformação neotectônica e produzir um mapa mostrando os registros neotectônicos mais evidentes, contribuindo assim, com o planejamento de ocupação e gerenciamento dessas áreas.

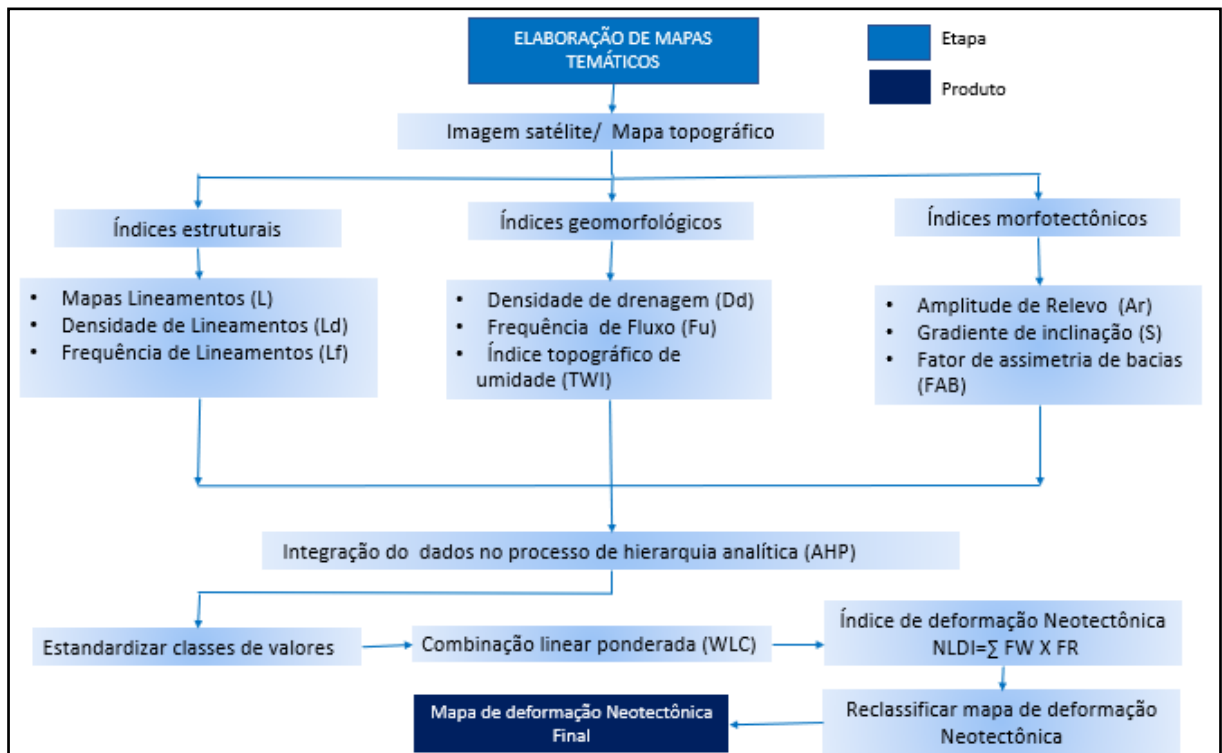


Figura 3.5 Fluxograma de elaboração de mapas temático.

Os índices geomorfológicos são utilizados para identificar redes de drenagem fluvial que reage ao efeito da tectônica ativa. Esses índices incluem: (densidade de drenagem (Dd), fluxo de frequência (Fu) e índice topográfico de umidade (TWI) (BULL E MCFADDEN, 1977; MOLIN et al., 2004; TOUDESJKI E ARIAN, 2011). Estes índices destinam-se a avaliar os tipos de características do fluxo associados à deformação neotectônica, como a mudança de canal e gradiente de vale, ou mudança de largura e profundidade do canal (SUMMERFIELD, 2000).

Os Índices morfotectônicos têm desempenhado um papel fundamental na determinação da atividade tectônica local, principalmente na identificação e no mapeamento de falhas, ou na avaliação da migração e identificação de regiões inclinadas ou elevadas. Os índices incluem (amplitude de relevo (AR), gradiente de inclinação (S) e fator de assimetria de bacias (FAB) (KELLER, 1986; VAN DER BEEK et al., 2002; SILVA et al., 2003).

Estudos anteriores aplicando esses índices revelaram informações valiosas sobre áreas tectonicamente ativas, como o sudoeste dos EUA. (BULL E MCFADDEN, 1977; ROCKWELL et al., 1984; KELLER, 1986), o Acambay graben no México (RAMÍREZ-HERRERA, 1998), a costa do Pacífico da Costa Rica (WELLS et al., 1988), a costa Sudeste da Espanha (SILVA et al., 2003), os Apeninos do norte da Itália (TROIANI E DELLA SETA, 2008) e na Grécia central (TSODOULOS et al., 2008). No Oeste de Creta, Grécia (ARGYRIOU et al, 2015).

3.4.1 Índices estruturais

Compreendem aos mapas de lineamentos (L), densidade de lineamentos (Ld) e frequência de lineamentos (Lf) (Figura 3.6).

3.4.1.1 Mapa de lineamentos (L)

A interpretação dos lineamentos morfotectônicos foi centrada na associação entre feições negativas e positivas do relevo, marcadoras dos lineamentos estruturais como, por exemplo, o padrão de drenagem e alinhamento dos segmentos de canais fluviais, e quebras de falésias, sendo estes normalmente considerados excelentes indicadores na identificação dos sítios preferenciais à materialização da deformação neotectônica (AMARO et al, 1994, FONSECA, 2006).

As definições de Lineamentos estruturais são extraídas de imagens de sensores remotos. O conceito de lineamento proposto por Etchebehere et al. (2007), define-os como "feições lineares topográficas ou tonais observáveis nas imagens fotográficas, que podem representar discontinuidades estruturais". O'Leary et al. (1976) caracterizam Lineamentos como feições lineares ou curvilíneas mapeáveis em superfície, mas que refletem fenômenos de subsuperfície.

Através da utilização de ferramentas de Sensoriamento Remoto é possível confeccionar mapas de lineamentos de relevo e drenagem, além de destacar as principais direções e comprimento médio dos lineamentos. A análise visual de Sensores Remotos é de suma importância na identificação de alinhamentos estruturais para posterior caracterização morfotectônica.

A extração dos lineamentos foi realizada a partir de duas bases distintas: uma imagem de satélite Landsat 8-OLI, aplicando a banda 8 (pancromática), e mapa de relevo sombreado

obtidas com diversos iluminantes. Os lineamentos identificados nas duas bases foram traçados diretamente no programa ArcMap, gerando-se, dois mapas distintos. Finalmente os dados foram integrados para a criação de um mapa final (Figura 3.6).

A primeira base denominada de processo de filtragem direcional foi realizada com filtros direcionais, utilizados em estudos geológicos de identificação e análise de lineamentos estruturais e topográficos de sombreamento e luminosidade, o que possibilitou a melhor identificação de lineamentos. (MATHER, 1999)

A segunda base foi desenvolvida em imagens obtidas pelo satélite Landsat 8, com a função de mapa de relevo sombreado (Hillshade) conforme diferentes azimutes. Foram utilizados alguns critérios de interpretação: (1) O alinhamento significativo de um mesmo curso d'água ou de trecho com vários quilômetros que determina um traçado de falha importante; (2) A repetitividade de trechos fluviais retilíneos ao longo de uma faixa de terreno bem delimitada expressa a influência de uma zona de falha e/ou juntas tectônicas; (3) As variações bruscas na orientação dos fluxos hidrológicos de um grupo de microbacias para outro devem indicar os limites de blocos tectônicos, bem como as direções de basculamento dos blocos estruturais estudados (LIMA et al., 2006; LIMA E DOMINGUEZ, 2015).

Os dados de lineamentos foram processados pela ferramenta complementar AzimuthFinder (QUEIROZ et al., 2014), instalada no ArcGIS, que devolve informações de orientação, gerando uma matriz de dados de frequência. A matriz foi então espacializada em gráficos do tipo rosácea no StereoNett 2.45 (Duyster, 2000).

A caracterização de padrões e anomalias da rede de drenagem, de canais fluviais e canais de maré, aliada à análise das outras feições do relevo, produziu um conjunto de elementos geomórficos usualmente relacionados à atividade neotectônica, permitindo a elaboração do mapa de lineamentos morfotectônicos interpretados para a zona costeira (NASCIMENTO, 2009)

3.4.1.2 Mapa de Densidade de Lineamentos (Ld) e Frequência de lineamentos (Lf)

A densidade de lineamentos e de frequência de lineamentos pode ser muito útil para avaliar a atividade tectônica, pois, zonas com alto Ld e Lf podem aumentar a discriminação das regiões com graus de fratura de rochas frágeis, propagação de falhas e propriedades tectônicas e a influência do controle neotectônico (ANANABA E ANJAKAIYE, 1987; SELEEM, 2013). Ld quantifica o comprimento total de lineamentos por km² e Lf quantifica o número total de lineamentos por km² (BRIERE E SCANLON, 2000; DINESH ET AL., 2014)

O mapa de densidade de lineamentos (Ld) foi elaborado no software ArcGIS, englobando todas as direções, utilizando-se a ferramenta Line Density, presente no ArcToolbox, com tamanho de célula 30 e unidade da área em km/km^2 (Figura 3.6).

O mapa de frequência de lineamentos (Lf) foi elaborado no software ArcGIS, englobando todas as direções, utilizando-se a ferramenta Kernel Density, presente no ArcToolbox, com tamanho de célula 30 e unidade da área em km/km^2 (Figura 3.6).

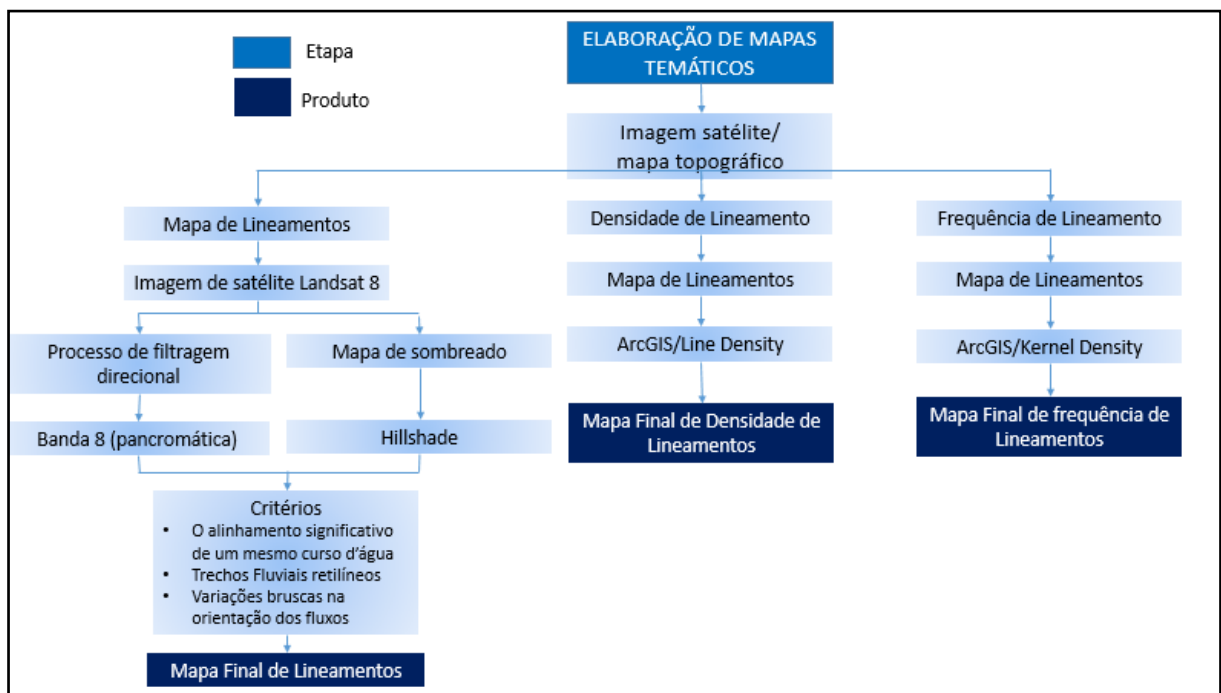


Figura 3.6 Fluxograma de elaboração de mapas temáticos/ Mapas Geológicos.

3.4.2 Índices geomorfológicos

Compreendem a densidade de drenagem (Dd), frequência de fluxo (Fu) e índice topográfico de umidade (TWI).

3.4.2.1 Mapa de Densidade de drenagem (Dd)

O mapa de densidade de drenagem permite a individualização de áreas anômalas de alta ou baixa densidade de drenagem, que podem estar refletindo controle tectônico (HORTON, 1945). O parâmetro densidade de drenagem foi obtido a partir da razão entre a somatória do comprimento total da rede de drenagem e sua área, atribuindo-se o valor obtido para o centro de cada célula (HIRUMA e PONÇANO 1994).

$$Dd = \frac{\sum L}{A}$$

Onde Dd (em km/km²) é a densidade de drenagem, $\sum L$ a soma do comprimento dos canais e A, a área da bacia.

A densidade de drenagem revela informações sobre a superfície potencial de escoamento, declividade da superfície do terreno, o grau de dissecção da paisagem, permeabilidade do terreno e resistência à erosão. Os valores de alta Dd indicam caracterização de deformação neotectônica alta (BERGER E ENTEKHABI, 2001; AWASTHI et al., 2002)

O mapa de densidade de drenagens (Dd) foi elaborado no software ArcGIS, englobando todas as direções, utilizando-se a ferramenta Line Density, presente no ArcToolbox, com tamanho de célula 30 e unidade da área em km/km².

3.4.2.2 Mapa de frequência de fluxo (Fu)

Fu é a razão entre o número total de segmentos de fluxo e a área da bacia de drenagem (HORTON, 1945). Os valores da frequência do fluxo indicam grau de inclinação, permeabilidade da rocha e superfície escoamento. A frequência de fluxo é calculada seguindo a equação:

$$Fu = N/A$$

Onde N é o número total de segmentos de fluxo e A é a área da bacia.

Os mapas de Fu com menos segmentos de fluxo, indicam áreas em que a neotectônica distorce o desenvolvimento do sistema de drenagem (KOULI et al., 2007).

O mapa de frequência de fluxo (Fu) foi elaborado no software ArcGIS, englobando todas as direções, utilizando-se a ferramenta Kernel Density, presente no ArcToolbox, com tamanho de célula 30 e unidade da área em km/km².

A comparação entre mapas espacialmente analisados de Dd e Fu podem indicar variações na permeabilidade em toda área estudada. Valores altos para Dd e Fu estão associados a rochas impermeáveis, que aumentam a erosão. Por outro lado, valores baixos de Dd e Fu estão associados a terrenos permeáveis e com alta rugosidade (REDDY et al., 2004). Os valores elevados de Fu ocorrem em padrões lineares, paralelos ou subparalelos aos principais lineamentos tectônicos, indicando que a rede de drenagem se desenvolve sob influência tectônica (KOULI ET AL., 2007)

3.4.2.3 Índice topográfico de umidade (TWI)

O TWI determina a distribuição espacial da umidade do solo e saturação da superfície no que diz respeito à influência topográfica, baseada em modelos digitais de elevação. Vales estreitos em forma de V podem ser interpretados como característicos da tectônica ativa (BEVEN E KIRKBY, 1979). O TWI é expresso pela seguinte equação:

$$TWI = \ln\left(\frac{As}{\tan b}\right)$$

Onde AS é a área de contribuição e tanb é a inclinação local.

O controle exercido pela topografia local sobre a distribuição espacial de umidade do solo e saturação da superfície do solo podem ser examinados usando TWI (QUINN E BEVEN, 1991). O TWI pode indicar características de relevo controladas por falhas, notavelmente depressões lineares conectando vales de cabeceiras, com erosão do fluxo, explorando zonas de fraqueza estrutural, bem como incisão profunda. Vales em forma de V indicam uma resposta fluvial à elevação contínua (MIGON ET AL., 2013)

Valores baixos de TWI indicam baixo acumulação de fluxo (CONOSCENTI et al., 2008). O TWI é útil para detecção de possíveis características topográficas controladas por falhas (MIGON et al., 2013). Valores baixos indicam: i) vales altamente em forma de V, ii) alta superfícies de relevo com baixa acumulação de umidade e iii) Alta influencia tectônica. Valores altos indicam: i) uma superfície de baixo gradiente com acumulação de água ou ii) depósitos aluviais (SCHMIDT E PERSSON, 2003). O TWI é um importante controle hidrológico, podendo representar a distribuição de água controlada pela topografia (ANDERSON e KNEALE, 1982; HJERDT et al., 2004).

3.4.3 Índices morfotectônicos

Compreendem os seguintes índices amplitude de relevo (Ar) e gradiente (S) e fator de assimetria de bacias (FAB)

3.4.3.1 Amplitude de relevo (Ar)

A amplitude de relevo é um parâmetro que pode ser utilizado para a configuração estatisticamente orográfica da área de estudo para determinar a erosão fluvial (DELLA SETA et al., 2004). A distribuição espacial de Ar indica deslocamentos verticais ativos ou recentes

(CICCACCI et al., 1988; CIOTOLI et al., 2003; TROIANI E DELLA SETA, 2008). A Ar foi calculada com base no método de Della Seta et al. (2004) usando o MDT como um conjunto de dados de entrada. A amplitude do relevo foi determinada pela subtração do MDT máximo (cada célula de saída contém o máximo da entrada de células que são abrangidas pela extensão dessa célula) do MDT (cada célula de saída contém o mínimo das células de entrada que são englobadas pela extensão dessa célula), dentro de uma grade de 1×1 km.

O parâmetro Ar representa a distribuição de tectônica ativa através da avaliação do relevo relativo de uma região, destacando áreas de elevação ou subsidência (CICCACCI et al., 1988; DELLA SETA et al., 2004; TROIANI, 2008).

3.4.3.2 Gradiente (S)

O algoritmo S mostra a inclinação máxima da declividade, indicando a mudança na elevação entre cada célula e seus vizinhos, permitindo assim relações na morfometria da bacia a ser determinada (EVANS, 1979). A declividade é determinada por:

$$S = \sqrt{(G^2 + H^2)}$$

Onde G é o gradiente leste-oeste e H é o gradiente norte-sul.

S mostra o declive máximo com base na mudança na elevação entre cada célula e seus vizinhos (ESRI, 2003). Movimentos de inclinação, ou elevação são causados pela atividade tectônica. Tal processo ocorre essencialmente por meio do aumento do gradiente de encostas (PANIZZA, 1996).

3.4.3.3 Fator de assimetria de bacias (FAB)

Este índice foi proposto por Hare e Gardner (1985) e por Cox (1994) para determinar possíveis eventos tectônicos que influenciam no basculamento do terreno na escala de uma bacia. O mesmo é sensível a alterações na inclinação da bacia, levando em consideração a superfície perpendicular à direção do vale principal.

De acordo com Hare e Gardner (1985), quando o valor encontrado for próximo ou iguais a 50, isso indica que não houve basculamento significativo e a bacia se encontra em condições estáveis, ou seja, pouca ou falta de atividade tectônica. Valores menores que 50 apontam para um possível basculamento da margem esquerda da bacia, enquanto valores

maiores do que 50 indicam um provável basculamento da margem direita da bacia. O fator de assimetria foi calculado para todas as sub-bacias na área de estudo, usando a seguinte equação:

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

onde Ar é a área localizada à margem direita da bacia, At é a área total da bacia de drenagem.

3.5 Análises dos dados

A análise dos dados foi realizada mediante a utilização do Sistema de Informação Geográfica (GIS), integrando dados de um processo de hierarquia analítica (AHP) e uma combinação linear ponderada (WLC) para processar dados de múltiplos critérios.

O processo de hierarquia analítica (AHP) é um método heurístico popular baseado na ponderação aditiva, que calcula os fatores de ponderação associados às camadas de mapa de critério. Isso é alcançado usando uma matriz de preferência onde todos os critérios relevantes, são comparados entre si com fatores de preferência reproduzíveis (BANAI, 1993; WU, 1998; ZHU, 2001).

Aplicações AHP usando SIG tornaram-se um método comum de tomada de decisão devido à sua capacidade de integrar dados heterogêneos abundantes. O método AHP consiste em três etapas: (i) desenvolvimento da hierarquia AHP, (ii) comparação par a par de elementos da estrutura hierárquica, e (iii) construção de uma classificação global de prioridade (BANAI, 1993; WU, 1998; ZHU, 2001).

Os mapas temáticos indicados anteriormente são usados como dados para as análises estrutural, geomorfológica e morfotectônica. A prioridade a ser dada a esses critérios e sua importância deve-se considerar na construção da matriz de comparação ponderada. Uma vez obtida a matriz de comparação par a par, é necessário resumir as preferências de modo que cada fator possa receber uma importância relativa. O coeficiente de consistência (CR) (SAATY, 1977) foi utilizado para verificar a consistência dos resultados. CR é uma razão de índice de consistência (CI) para o índice de consistência aleatória (RI):

$$CR = CI/RI,$$

Onde $CI = (L_{max} - n) / (n - 1)$, com L_{max} sendo o máximo valor da matriz, e n é o tamanho da matriz. (SAATY, 1977). A partir desses dados são geradas matrizes aleatórias e calculado seu valor médio, definido como RI.

Se o resultado é $CR < 1$ indica que tem um nível razoável de consistência na comparação em pares e a inconsistência é aceitável, porém se $CR > 1$ o valor da razão é indicativo de que se precisa reconsiderar e revisar os valores originais.

Todos os fatores são classificados relativamente à importância da informação e proporciona a determinação da deformação neotectônica. As classes são padronizadas para o mesmo intervalo de valores utilizando o procedimento WLC.

A padronização é baseada em um número de classes de cada fator em relação à importância das informações associados com a neotectônica, como características estruturais, geomorfológicas e morfotectônicas. A determinação do peso de cada fator é obtida pela classificação e rank. Os fatores são classificados, com o valor mais alto sendo o mais importante e o valor mais baixo é o menos importante. Em seguida, a classificação é formada para cada fator usando percentuais (DROBNE et al, 2009).

3.6 Modelagem das fragilidades tectônicas

Uma vez que os critérios para os fatores foram padronizados e os pesos foram computados, aplicando a técnica WLC, se estabelece critérios para formar uma única pontuação final de avaliação (VOOGD, 1983; MALCZEWSKI, 2000; AYALEW et al, 2004).

No método WLC, cada critério ponderado do par de pares é multiplicado pelo seu peso padronizado de classificação. Os resultados são somados e os índices usados aqui se concentram em zonas de Deformação neotectônica, de forma que os resultados indicam o seguinte Índice de Deformação da Neotectônica (NLDI):

$$NLDI = \sum Fw \times Fr,$$

Onde Fw é o peso de cada fator e Fr é o rank padronizado de cada classe de fator. Depois de realizar o processo de ponderação de classificação para os valores de deformação neotectônica, dentro da faixa de 0 a 100, a classificação será necessária para facilitar a interpretação. A classificação final consistirá de classes: muito baixas, baixas, moderadas, altas e muito altas (AYALEW et al., 2004).

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados irão abordar duas escalas de trabalho. A primeira delas, a partir dos resultados de campo, onde foram medidas as orientações das juntas subverticais e falhas nos sedimentos da Formação Barreiras, que indicam a atuação da neotectônica. A segunda escala de trabalho, corresponde aos mapas temáticos que englobam os mapas de lineamento, índices geomorfológicos e morfotectônicos para que assim, possa ser confeccionado o resultado final da modelagem das fragilidades Neotectônicas.

4.1 Trabalho de campo

O trabalho de campo foi desenvolvido no Município de Porto Seguro e subdividido nos seguintes trechos: (1) Entre Arraial D’Ajuda e Trancoso, abrangendo o curso das bacias dos rios Buranhém e dos Frades. Os vales desses rios são muito largos, com talvegues planos, alinhados e profundos, indicando adaptação a estruturas de "grabens" e fraturas de origem neotectônica (SAADI, 1998). Foram observadas muitas quedas de blocos rochosos associados às juntas tectônicas e algumas falhas. (2) Entre Trancoso e Caraíva, especificamente na Praia do espelho, onde vários afloramentos da Formação Barreiras foram estudados. Nesse trecho foi identificado e medido um número significativo de estruturas geológicas que indicam a ação neotectônica como juntas e em menor número, as falhas geológicas.

4.1.1 Falésias

A área estudada é geomorfologicamente dominada por tabuleiros costeiros que, ao atingirem a área costeira, originam falésias (Figura 4.1). Essa unidade morfoestrutural compreende um conjunto de formas de relevo de degradação, esculpidas sobre os sedimentos do Neógeno, pertencentes à Formação Barreiras. Os processos neotectônicos atuantes na região afetaram fortemente esses terrenos, gerando grabens e promovendo basculamento de blocos, o que acarretou em direções e entalhamentos diferenciais da rede de drenagem, com padrão paralelo, ao longo dos tabuleiros costeiros (SAADI, 1998). O sistema de lineamentos nessa região, por exemplo, possui um paralelismo com a linha de costa, indicando provavelmente um controle estrutural na deposição dos sedimentos com possível reativação das falhas pertencentes a esses lineamentos (LIMA et al., 2006).



Figura 4.1 Falésias observadas na área de estudo.

Grande parte das falésias estudadas possui na base arenitos arcossianos conglomeráticos, constituídos principalmente de grãos angulosos a subangulosos de quartzo e feldspato, podendo conter, em alguns locais, fragmentos de rochas cristalinas (Figura 4.2). Esse arenito foi descrito por Lima et al. (2006), que chamou a atenção para o fato dos feldspatos serem angulosos e maiores que os grãos de quartzo, implicando em um transporte curto e soterramento rápido, o que atesta a atuação de processos tectônicos, também durante o Neógeno. Além disso, o pacote arenítico em questão possui uma rigidez associada à cimentação por sílica (LIMA et al., 2006). Essa rigidez facilita a preservação das estruturas geológicas observadas.

Acima do arenito arcossiano, aparece uma intercalação entre camadas argilosas e arenosas friáveis, inibindo em muitos casos a preservação das juntas (Figura 4.3).



Figura 4.2 Arenito arcossiano na base das falésias. Os grãos de feldspato, nesses arenitos são angulosos e maiores que os grãos de quartzo.



Figura 4.3 Intercalação de arenitos e argilitos. Essas litofácies apresentam-se bastante friáveis inibindo a preservação das juntas tectônicas.

Por conta da diferença na rigidez das fácies observadas, na base das falésias, onde predomina os arcósios, os movimentos de massa predominante são as quedas de blocos rochosos, enquanto que nas fácies areno-lamosas mais friáveis, além da não preservação dos

planos das juntas, a água da chuva, acelera o processo de erosão facilitando a ocorrência de deslizamentos de terra e, conseqüentemente, o recuo das falésias (Figura 4.4).



Figura 4.4 Queda de blocos rochosos nas falésias associada às fácies constituídas por arcósios. Na parte superior a friabilidade das fácies areno-lamosas, além de não preservarem as juntas, originam faces com menor inclinação.

4.1.2 Juntas tectônicas

As juntas formam sistemas conjugados e possuem continuidade que varia de alguns decímetros a vários metros. As juntas observadas possuem caráter pós-deposicional já que as mesmas cortam diferentes camadas sem alterar as estruturas sedimentares primárias.

Em todas as áreas visitadas aparecem juntas tectônicas orientados nas direções NW-SE e NE-SW, embora no trecho de Porto Seguro e Caraíva, especificamente na Praia do Espelho foi notável o aumento na frequência dessas fraturas (Figura 4.5). Foram tomadas 492 medidas de juntas em toda área de estudo. Considerando que a direção das juntas é paralela ou subparalela aos esforços que as originaram (HANCOCK E ENGELDER, 1989), as juntas observadas na área estudada dão um indicativo de que o esforço horizontal máximo possui

direção NW-SE, ratificando os resultados encontrados em pesquisas anteriores (LIMA et al., 2006).



Figura 4.5 Sistema de juntas conjugadas, com direção predominante NW-SE e secundária NE-SW.

4.1.3 Falhas geológicas

Falhas geológicas com direção predominante NE-SW foram encontradas em vários locais da área de estudos. Nas falésias entre Porto Seguro e Trancoso foi possível observar falhas normais esparsadas em cerca de trinta metros, com planos de falhas atingindo continuidade por cerca de 10 m. A feição mais notável é a de uma falha (Figura 4.6) com rejeito de 1,5 m e direção N75°E, mergulhando 60SE. No trecho da Praia do espelho foi identificado um aumento da densidade de falhas, no arenito arcosiano. Essas falhas têm menor persistência, direção NE-SW e mergulhos que variam de 40° a 65°.



Figura 4.6 Falha normal com rejeito de aproximadamente 1,5 m, encontrada nas fácies areno-lamosas das falésias estudadas.

4.1.4 Estrias de Falhas

Na área de estudo foram observadas estrias sobre alguns planos de falha, originadas por pressão e fricção entre os dois blocos permitindo determinar a direção do movimento da falha, indicando um deslocamento para N130°. (Figura 4.7).

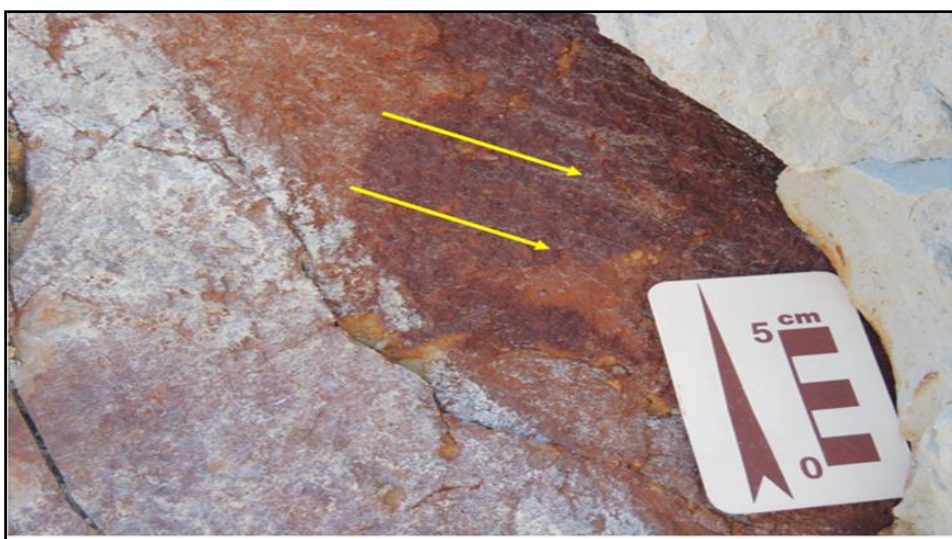


Figura 4.7 Estrias de Falhas observadas nos afloramentos da Praia do Espelho

4.1.5 Análise dos dados estruturais e das respectivas projeções de rosetas.

O principal aspecto da geomorfologia costeira considerado nesse trabalho são as falésias. As mesmas possuem relevo escarpado, com altura variando 10m até 40 m, nas quais se expõe, em grande parte, falhas e sistemas de juntas, onde medidas de direção e mergulho foram tomadas, para assim, mediante as diagramas de rosetas obter o campo de tensões que afetou a Formação Barreiras nesta parte do litoral brasileiro.

Os dados de campo foram coletados durante uma excursão realizada na área de estudo, com visita a 14 afloramentos (Figura 4.8), nos quais houve descrição litológica, estrutural e coleta de dados de estruturas rúpteis (falhas e juntas). Esses últimos dados estiveram acessíveis em dez pontos dos catorze afloramentos visitados. Foi possível reunir 492 medidas de falhas e juntas, os quais, foram tabulados (Quadro 4.1) para posteriormente determinar as principais direções de orientação de cada uma. No ponto um (1) predomina a direção N310-300° com 31 medidas (6,30%) do total de dados; ponto dois (2) N320-310° com 41 medidas (8,33%); ponto três (3) N249-261° com 42 medidas (8,53%); ponto quatro (4) N260-270° com 139 medidas (28,25%); ponto cinco (5) N140-150° com 37 medidas (8%); ponto seis (6) N330-332° com 11 medidas (2,23%); ponto sete (7) N320,310° com 22 medidas (4,47%); ponto oito (8) N320-310° com 96 medidas (19,51%); ponto nove (9) N190-200° com 40 medidas (8,13%); e por último, ponto dez (10) N330-320° com 33 medidas (6,70%). A análise indica que existe uma direção predominante NW-SE com o 55,09% e um direção secundária NE-SW com 44,91% que afetou a Formação Barreiras na área de estudo.

Quadro 4.1 Dados de campo.

N°	Localização	Coordenadas UTM	Lineamentos
1	491061	8171451	n: 31
2	490804	8170017	n:41
3	491337	8172742	n:42
4	487660	8151497	n:139
5	487596	8151430	n:37
6	487522	8151400	n:11
7	487339	8151244	n:22
8	486705	8150480	n:96
9	486526	8149785	n:40
10	486499	8149861	n:33
Total			492

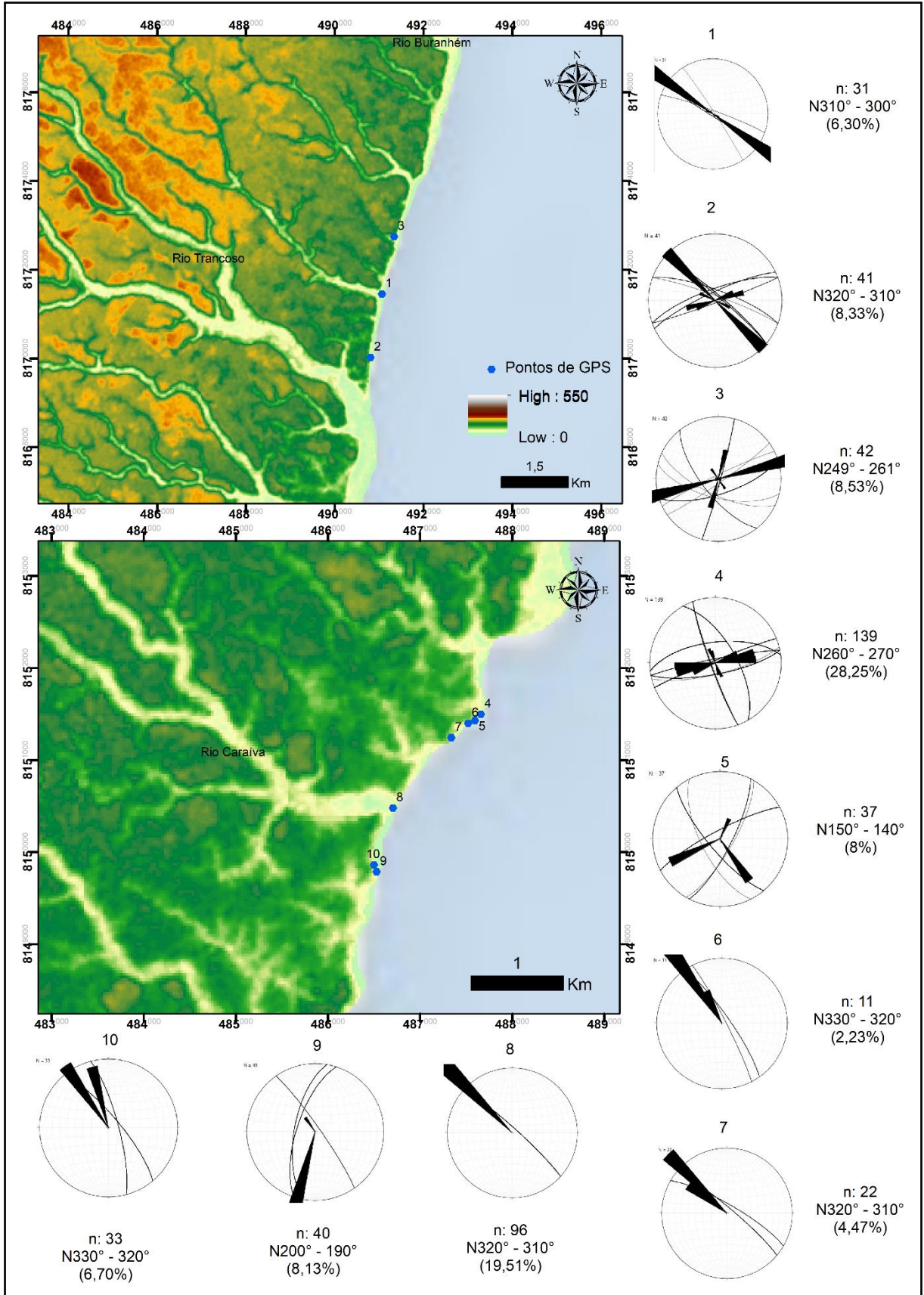


Figura 4.8. Mapa de localização de ponto de GPS e rosetas

4.2 Mapa temáticos

4.2.1 Mapa de Lineamentos (L)

Análise do mapa de Lineamentos

A interpretação dos lineamentos foi centrada na associação entre feições negativas e positivas do relevo, marcadoras dos lineamentos estruturais como, por exemplo, o padrão de drenagem e alinhamento dos segmentos de vales e canais fluviais, mudanças texturais/estruturais abruptas nos terrenos, e qualquer elemento indicativo de estruturas geológicas, sendo considerados excelentes indicadores na identificação dos sítios preferenciais à materialização da deformação neotectônica (AMARO et al, 1994, FONSECA, 2006).

As definições de Lineamentos estruturais são extraídas de imagens satélite, através de duas bases distintas: uma imagem de satélite Landsat 8-OLI, aplicando a banda 8 (pancromática), e mapa de relevo sombreado obtidas com diversos iluminantes (azimute de iluminação 130°, 165°, e 225° e inclinação de 45°) geradas a partir de modelos digitais de superfície SRTM (resolução de 30 metros) da área de estudo. Os lineamentos identificados nas duas bases foram traçados diretamente no programa ArcMap, gerando-se, dois mapas distintos. Finalmente os dados foram integrados para a criação de um mapa final.

A análise dos mapas de relevo sombreado ressalta grandes lineamentos, que não se destacam nas imagens satélites. Foi possível traçar 1630 lineamentos na área de estudo (Figura 4.9). Os dados de lineamentos foram então processados pela ferramenta complementar AzimuthFinder (Queiroz et al., 2014), instalada no ArcGIS, que fornece informações de orientação e dados de frequência. Dessas informações se analisou que em total de 1630 lineamentos traçados, no quadrante NE encontra-se com 174 medidas (11%); SE com 509 medidas (31%); SW com 548 medidas (34%) e por último NW com 399 medidas (24%). Posteriormente os dados de orientação desses lineamentos foram plotados em diagramas de rosetas, considerando a frequência de ocorrência deles. Indicando que o máximo esforço estrutural da área de estudo localiza-se na direção NW-SE com 908 lineamentos (56%) e o segundo esforço predomina para a direção NE-SW com 722 lineamentos (44%). Estas análises ratificam os resultados encontrados em pesquisas anteriores (Lima et al., 2006), bem como os dados de campo coletados na nossa pesquisa.

Foi possível observar um aumento de densidade de lineamentos ao Norte da área de estudo, especificamente em três blocos bem definidos estruturalmente, separados por vales situados em baixos estruturais, que posteriormente será analisado separadamente. Já para o Sul da área diminui-o significativamente a densidade de lineamentos.

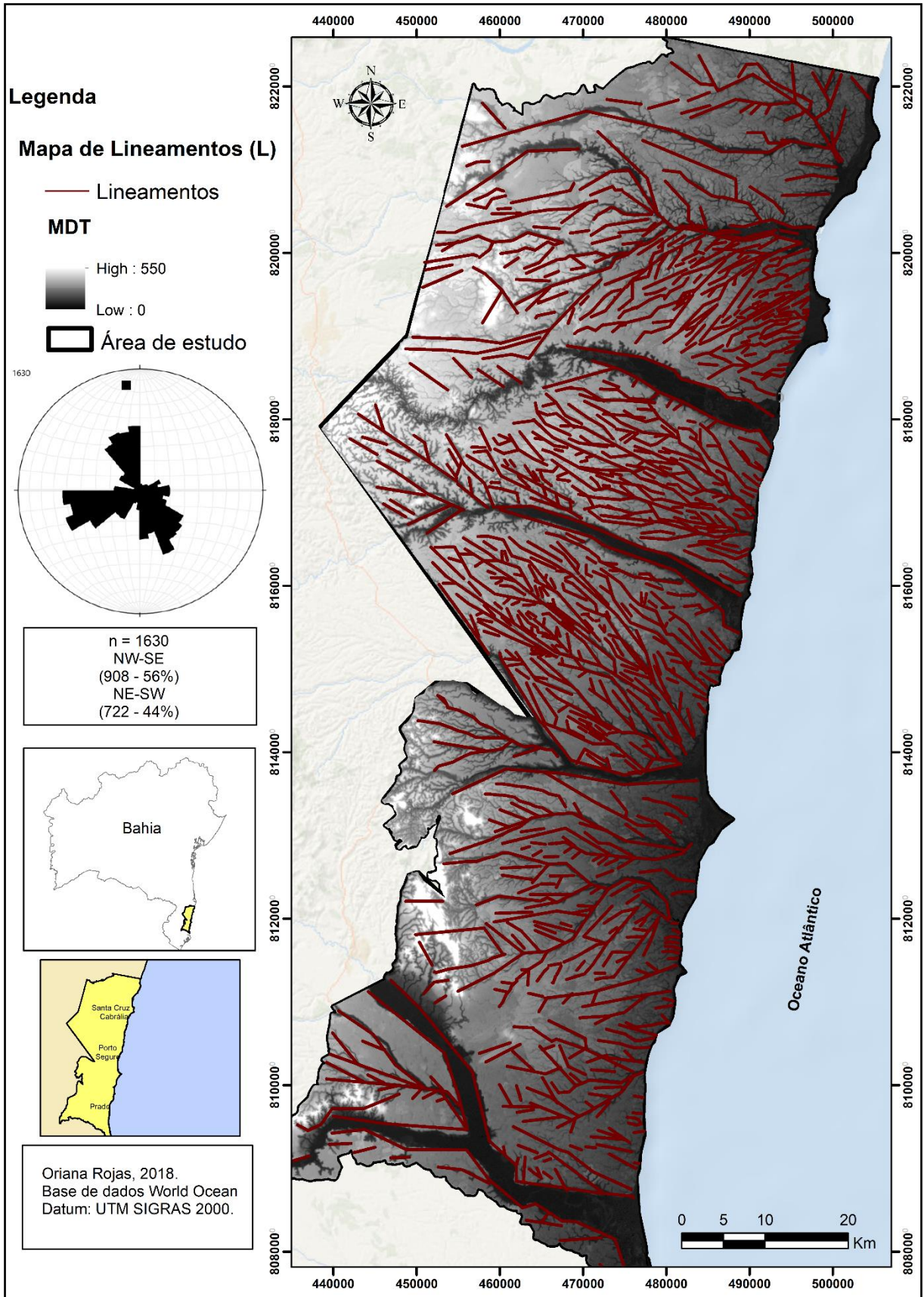


Figura 4.9 Mapa de Lineamentos (L)

4.2.2 Mapa de densidade e frequência de Lineamentos (Ld) (Lf)

Análise de Mapa de Densidade de Lineamentos (Ld) e Frequência de lineamentos (Lf)

A densidade de lineamentos e frequência de lineamentos pode ser muito útil para avaliar a atividade tectônica, pois, com zonas de com alto Ld e Lf pode aumentar a discriminação das regiões com graus de fratura de rochas frágeis, propagação de falhas e propriedades tectônicas e a influência do controle neotectônico (ANANABA E ANJAKAIYE, 1987; SELEEM, 2013). Ld quantifica o comprimento total de lineamentos por km² e Lf quantifica o número total de lineamentos por km² (BRIERE E SCANLON, 2000; DINESH ET AL., 2014)

Os mapas de densidade e frequência de lineamento, foram realizados a partir do mapa de lineamentos. A análise dos resultados desses mapas foram muito similares por isso vale a pena analisá-los em conjunto.

Os resultados da análise da densidade e frequência de lineamentos podem ser visualizados na Figura 4.10. e Figura 4.11. Pelo observado no mapa, os valores menores de densidade e frequência (tons claros de verdes) estão distribuídos nas sub-bacias dos Rios Santo Antônio, Oeste dos Rios João da tiba, Buranhém, Dos Frades e Caraíva, indicando uma baixa deformação neotectônica. Essa análise corrobora com o nulo ou baixo traçado de lineamentos encontrado anteriormente nesse segmento da área de estudo.

Seguindo com a análise, as sub-bacias dos Rios Corumbau, Queimado, Peixe, Japara e Jucurucu, indicam uma densidade e frequência de lineamentos de muito baixo a moderada, já que nessa área, o traçado de lineamento foi menor em comparação ao Norte do mapa.

E finalmente, a grande densidade e frequência de lineamentos encontra-se nas sub-bacias dos Rios Camurugi, Trancoso, Caraiva, denotadas como as cores laranja e vermelho. Indicando o já observado anteriormente no mapa de lineamentos. São os três blocos bem definidos estruturalmente e com uma alta densidade de lineamentos traçados. Esses três blocos estruturais foram definidos e interpretados anteriormente, por Lima et al., (2006). Esta alta densidade e frequência de lineamentos indica alta influência do controle neotectônico nesse trecho da área estudada.

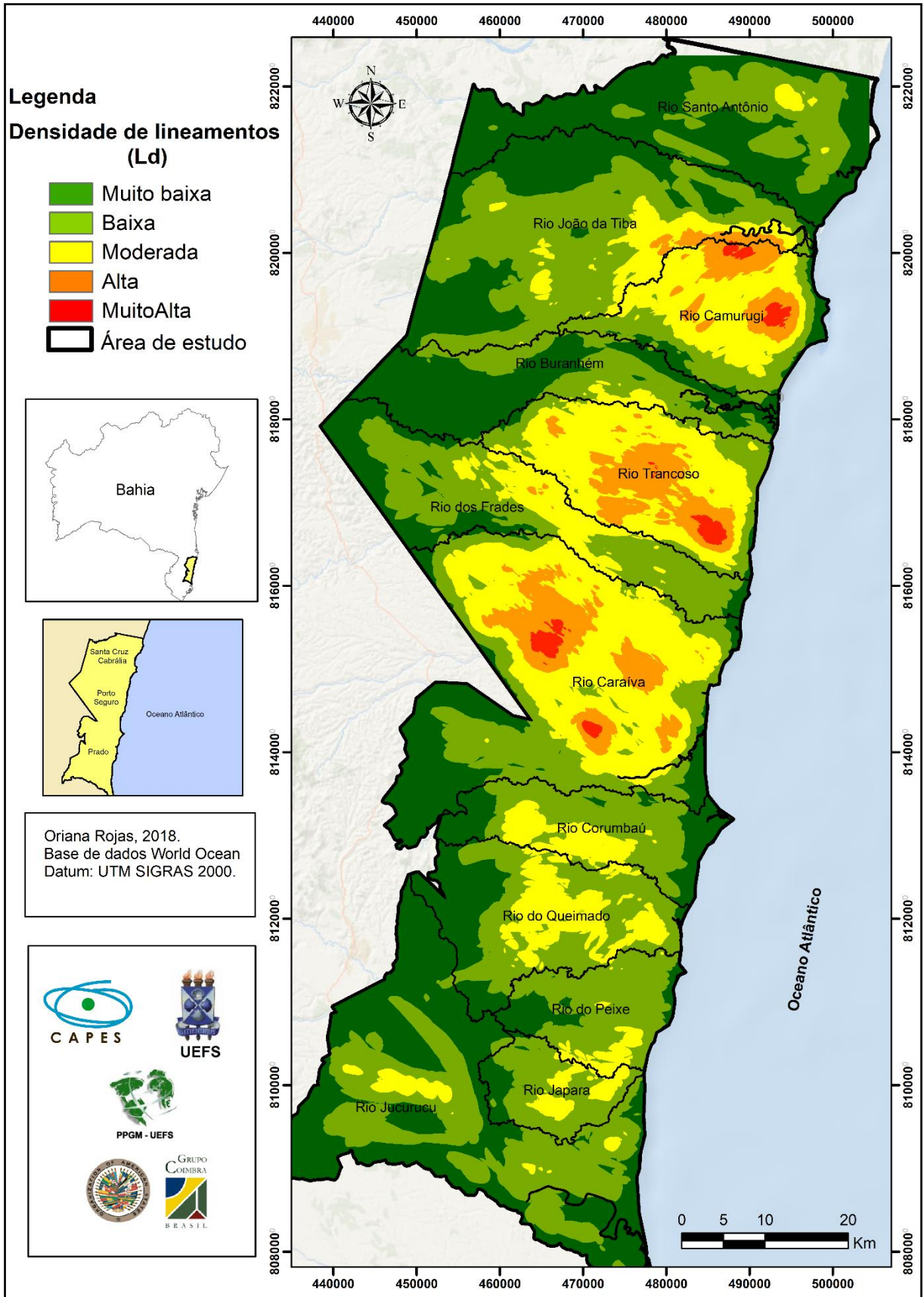


Figura 4.10 Mapa de densidade de lineamentos (Ld)

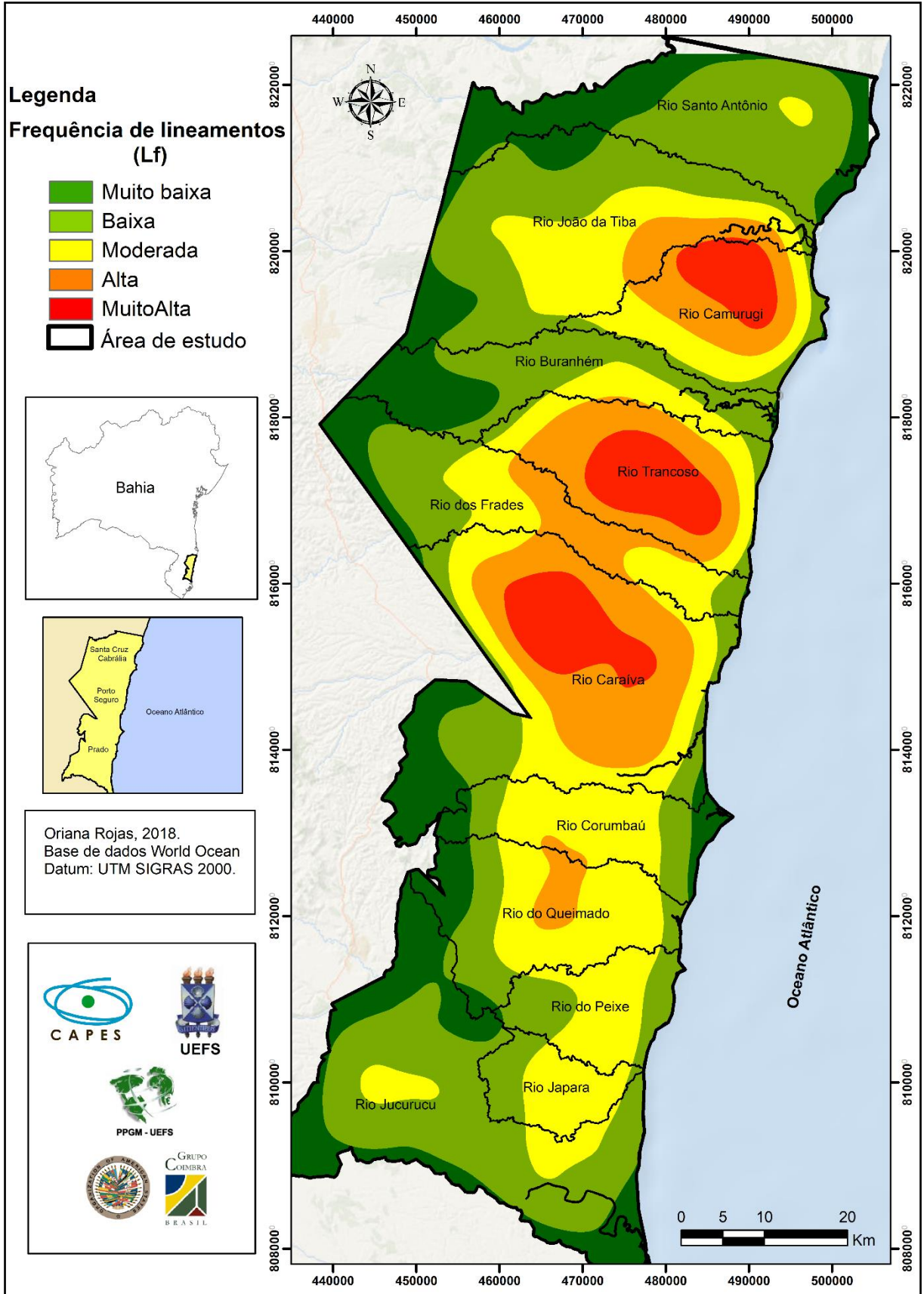


Figura 4.11 Mapa de frequência de lineamentos (Lf)

4.2.3 Mapa de lineamento das sub-bacias dos rios Camurugi, Trancoso e Caraíva. Análise estrutural das sub-bacias dos rios Camurugi, Trancoso e Caraíva.

Uma vez analisado o mapa de lineamento, densidade e frequência de lineamento, se consegue determinar 3 blocos que estão bem definidos estruturalmente, os quais também foi notado por Lima (2002) e Lima et al., (2006). Por isso, surgiu a necessidade de estudá-los separadamente, para assim definir as direções mais frequentes, o número de lineamentos que eles contêm e uma comparação com os dados encontrados em campo nessas zonas. Esses 3 blocos, correspondem às sub-bacias dos Rios Camurugi, Trancoso e Caraíva (Figura 4.12). Os dados de lineamentos foram processados pela ferramenta complementar AzimuthFinder (Queiroz et al., 2014), instalada no ArcGIS, e posteriormente foram plotados em diagramas de rosetas.

A sub-bacia do Rio Camurugi consta de 272 lineamentos, ou seja, 15% do total de lineamentos na área de estudo, possui uma frequência de direção entre $N245^{\circ}$ - 254° , com uma orientação posicionada nos quadrantes NE-SW, indicando que esta sub-bacia está sendo afetada por o esforço secundário estruturalmente da área. Em comparação com os dados do campo, tem muita similitude, pois, a direção de frequência está para $N249^{\circ}$ – 261° .

Para a sub-bacia do Rio Trancoso, foram encontrados 286 lineamentos, correspondendo a 17% do total de lineamentos da área, possuindo uma frequência de direção entre $N340^{\circ}$ – 350° , com uma orientação localizada nos quadrantes NW-SE. Ao contrário da bacia anterior, este bloco está sendo afetada estruturalmente pelo esforço predominante da área de estudo. Um dado que corrobora isto, são os dados de campo com uma frequência de direção entre $N310^{\circ}$ - 320° .

E finalmente, para o último bloco, a sub-bacia do Rios Caraíva, como uma total de 394 lineamentos, ou seja, 24% do total de lineamentos da área, se determinou a frequência de direção ao $N150^{\circ}$ – 160° , indicando uma orientação situada na direção NW-SE.

Estas sub-bacias são altamente afetadas por um campo de tensões predominante na direção NW-SE e secundária NE-SW, tendo como resultado lineamentos bem definidos, em relação as demais sub-bacias.

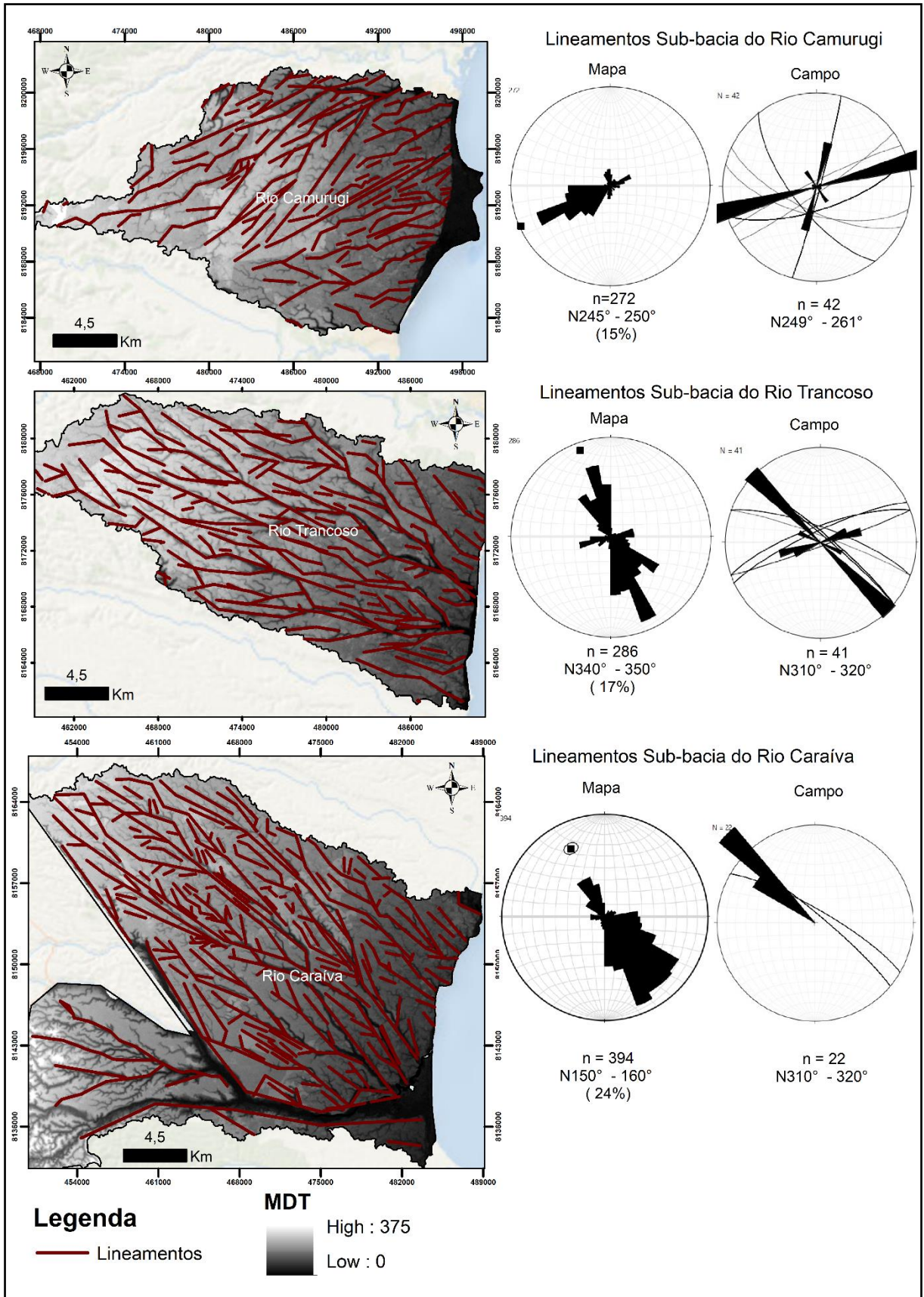


Figura 4.12 Mapa de lineamentos das sub-bacias dos rios Camurugi, Trancoso e Caraíva.

4.2.4 Mapa de Drenagem (D)

Análise de mapa de Drenagem (D)

A rede de drenagem é uma das feições geomorfológicas mais sensíveis à tectônica, normalmente respondendo aos movimentos neotectônicos, fornecendo informações básicas sobre a estrutura geológica e a seu estilo estrutural.

Uma rede de drenagem pode ser também definida como um sistema em evolução, sempre em busca de um equilíbrio que concilie os vários fatores controladores que determinam seu perfil. Dentro dos contornos topográficos, os segmentos fluviais vão tender a buscar as direções de maior declividade, facilitando a direção do seu fluxo. Porém, esse caminho natural poderá ser modificado pelas heterogeneidades do terreno, como fraturas e outras estruturas, contatos litológicos e litologias mais resistentes, fazendo com que a rede de drenagem adquira feições anômalas (SILVA FILHO, 2004).

Por isso, as bacias se constituem em ferramentas importantes para o estudo neotectônico, já que quando o terreno sofre qualquer alteração o seu padrão é reajustado às novas condições impostas. Christofolletti (1980) expõe diversos tipos de padrões em redes de drenagem e aponta que eles podem apresentar feições em setores específicos que destoam do arranjo de seu conjunto, constituindo anomalias de drenagem. Desta forma, o conhecimento mais detalhado do sistema de drenagem pode fornecer informações de grande importância, especialmente quanto à estrutura geológica da área.

Alguns padrões de drenagem são indicativos, por si só, de determinada estrutura geológica. Falhas ativas e juntas podem ser reveladas pelos padrões treliça e retangular. Zonas de dobramento ativo mostram padrão anelar ou treliça; zonas de fraco controle estrutural mostram padrões dendríticos a subdendríticos, e zonas basculhadas são reconhecidas pelos padrões treliça e paralelo (SUMMERFIELD, 1991).

Tais características tornam a hidrografia e, conseqüentemente, as bacias hidrográficas elementos apropriados às análises de cunho neotectônico, que busquem determinar áreas sujeitas a movimentações, permitindo, inclusive, o avanço em termos quantitativos, acerca destas deformações.

A Figura 4.13 apresenta o mapa de drenagem representando área de estudo, denominada Costa de Descobrimento no sul da Bahia. É possível observar as bacias dos rios Buranhém, além de parte das sub-bacias dos Rios Santo Antônio, João da tiba, Camurugi, Trancoso, Frades, Caraíva, Corumbau, Queimado, Peixe, Japara, Jucuruçu. A partir dessa

análise, se identificou por sub-bacias o padrão de drenagens correspondente, para assim fornecer pistas para possíveis feições estruturais expostas na superfície, ou seja, indicação de respostas imediatas às reativações tectônicas.

A sub-bacia do Rio Santo Antônio tem uma área total de 711,44 km², nasce no município de Itagimirim e desemboca no Oceano Atlântico, nas proximidades do povoado de Santo Antônio; seus afluentes principais são os rios do Braço do Sul e Braço do Norte, que desembocam na sua margem esquerda. A análise da pesquisa se realizou só na parte que abarca a área de estudo (536,84 km²), o que equivale, o 75% da sub-bacia total. Essa sub-bacia apresenta um padrão de drenagens dendrítico, o qual tem uma configuração arbórea, canais tributários que se dispersam em várias direções formando ângulos agudos e nunca ângulos retos o que poderia indicar fenômenos tectônicos muito fracos ou inexistentes. Entretanto, é possível observar que os canais principais estão orientados segundo a direção NW-SE, os de menor ordem na direção NE-SW, assim indicando um padrão de distribuição assimétrico da rede de drenagem, devido ao basculamento do bloco, onde tributários de uma margem do rio são muito mais extensos e têm gradientes muito suaves, enquanto os tributários da outra margem do rio são mais curtos e possuem gradientes mais fortes.

Seguindo com análise, a sub-bacia do Rio João da Tiba é uma das mais importantes da região, não só pelos aspectos histórico-culturais, mas também pelo papel socioeconômico que exerce. Tem uma área total 1588,54 km², nasce no município Eunápolis, e contém os principais rio tributários, Santa Cruz, Córregos Gambiarra e Pedrinhas, que desembocam no oceano Atlântico. A análise representa 47% do total da sub-bacia, sendo 752,48 km². Neste caso o padrão da rede de drenagem é subdendrítico, com presença de canal tipo meândrico, principalmente no Oeste da bacia, caracteriza um baixo controle secundário, geralmente estrutural.

A sub-bacia do Rio Camurugi, os quais também estão incluídos os rios Yaya, Mutari, Jardim, Mangues e Mundaí, que desembocam no Atlântico, abastecendo o núcleo urbano das cidades Santa Cruz Cabralia e Porto Seguro. Dessa sub-bacia se realizou a análise na área total (347,24 km²), as drenagens apresentam, em maior proporção, uma distribuição paralela que indica, em geral, a declividade do terreno, seja topográfico ou estrutural, no entanto, os rios apresenta orientações ao NE-SW. O mesmo tipo de padrão é observado na sub-bacia do Rio Trancoso contido também os rios da Barra e Ituípe, eles nascem no Parque Nacional do Pau Brasil e deságuam no distrito Trancoso. Este padrão de drenagem tem uma orientação NW-SE,

e parece estar influenciado pelo controle topográfico imposto pela suave e contínua inclinação dos tabuleiros costeiros. A análise também foi realizada em toda área da sub-bacia (423,62 km²).

Da mesma forma anomalias similares das redes de drenagens foram reconhecidas nas sub-bacias dos Rios Buranhém e Frades, com destaque às mudanças de padrões de drenagem. As análises das sub-bacias foram realizadas em 19% e 31% no total da área de das sub-bacias respectivamente. Na região leste das mesmas se identifica um padrão subretangular a subtreliça, típico de terrenos com forte controle estrutural de juntas e falhas, com tributários mais longos de um lado do que do outro e estão ligados ao rio principal por meio de ângulos retos. Já para a região Oeste ocorre uma mudança de configuração, passando a um padrão subdendrítico provocadas, provavelmente, por controle estrutural fraco. Vale a pena destacar que na parte Oeste do rio Buranhem há presença de um canal tipo meândrico bem acentuado, confirmando o descrito anteriormente.

Em seguida a sub-bacia do Rio Caraíva possui área de 1347,86 km², o qual para análise das redes de drenagens se utilizou mais da metade da área total, representada por 65 %. Neste caso apresenta um padrão paralelo bem definido com uma orientação de direção no NW-SE, destacando um forte lineamento em um dos tributários, além de uma transição para o padrão subdendrítico na região SW da sub-bacia.

Seguidamente se analisou da área total das microbacias dos rios Corumbau, Queimados, Peixe e Japara, evidenciando na região leste um padrão subdendrítico, no qual ocorre uma mudança de configuração, passando a um padrão que se assemelha à drenagem subparalela, indicando uma forte inclinação dos terrenos nestas áreas, principalmente na parte Oeste da sub-bacias.

Finalmente a microbacia do rio Jucuruçu tem uma área total 2926,63 km², analisando-se o 28% da área total da mesma. Neste caso é possível observar que os canais principais e tributários apresentam um padrão de drenagem subretangular, típico de um controle estrutural de juntas ou falhas.

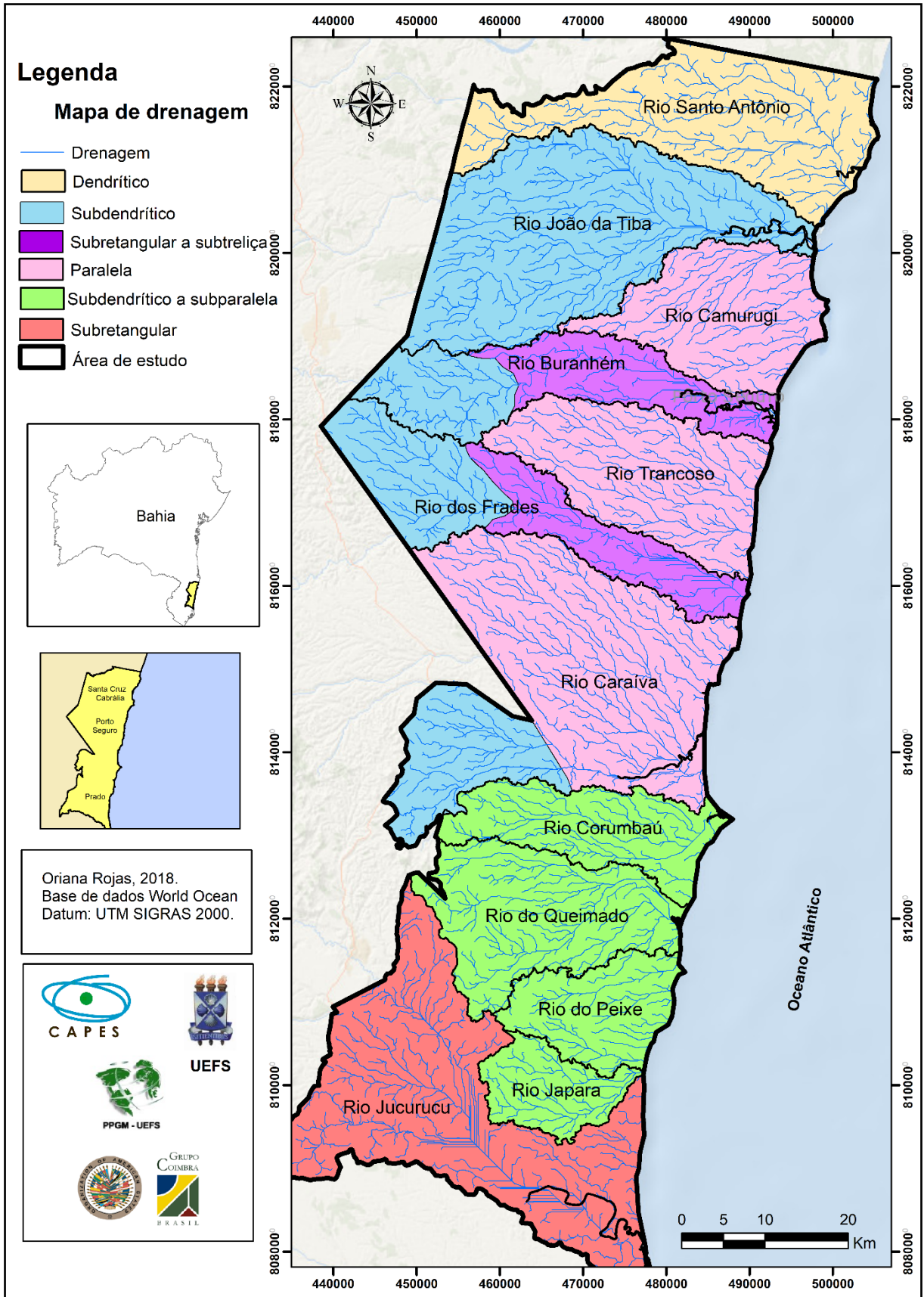


Figura 4.13 Mapa de Drenagem (D)

4.2.5 Mapa de densidade de drenagem (Dd)

Análise de Mapa de densidade de drenagem (Dd)

A densidade de drenagem (Dd) revela informações sobre a superfície potencial de escoamento, declividade da superfície do solo, o grau de dissecação da paisagem, permeabilidade do terreno e resistência à erosão (BERGER E ENTEKHABI, 2001; AWASTHI et al., 2002)

Este parâmetro representa o comprimento dos canais por unidade de área. Seu valor é controlado pelas características litológicas (especialmente a permeabilidade, e estrutural dos materiais). As maiores densidades de drenagem são encontradas em rochas moles de baixa permeabilidade e em regiões com baixa cobertura vegetal (AWASTHI et al., 2002.)

O mapa de densidade de drenagem permite identificar áreas anômalas de alta ou baixa densidade, que pode associar-se com eventos deformacionais recentes. Por isso, a importância deste mapa é a procura dos valores altos Dd que indicam caracterização de deformação neotectônica alta (HORTON, 1945).

Os resultados da análise da densidade de drenagem podem ser visualizados no mapa da Figura 4.14. Pela análise do mapa, verifica-se que os valores menores de densidade (tons claros de azul) estão distribuídas nas sub-bacias dos Rios Santo Antônio, Rios do Peixe, Japara, e Oeste dos Rios João da Tiba, Buranhém, Frades e Caraíva, apontando para uma baixa influência da neotectônica. É importante salientar que este resultado corrobora o comentado anteriormente, já que dessas sub-bacias apresentam um padrão de drenagem sub-dendrítico. No terreno predomina o arenito, apontando uma maior taxa de infiltração da água, conseqüentemente, o fluxo superficial será reduzido, evitando maior dissecação do terreno e, finalmente, originando uma menor densidade de drenagem.

Seguindo com a análise as sub-bacias dos rios Camurugi, Trancoso, Corumbau e Queimado e leste dos Rios João da Tiba, Frades e Buranhém, evidenciam uma densidade de drenagem entre os intervalos de muito baixo a moderada. No entanto, há regiões que apresentam especificamente uma densidade moderada, identificando possíveis deformações recentes, isto concordando com os padrões paralelos, retangular e sub-treliça.

Finalmente os altos valores de densidade de drenagem correspondem as sub-bacias dos Rios Caraíva e Jucuruçu, especificamente na porção NE, apontando assim para uma alta deformação neotectônica, demonstrando a influência da litologia predominante de argilito, já que causa um aumento no fluxo superficial, tendo um maior influência na dissecação do terreno, dando origem a uma maior densidade de drenagem.

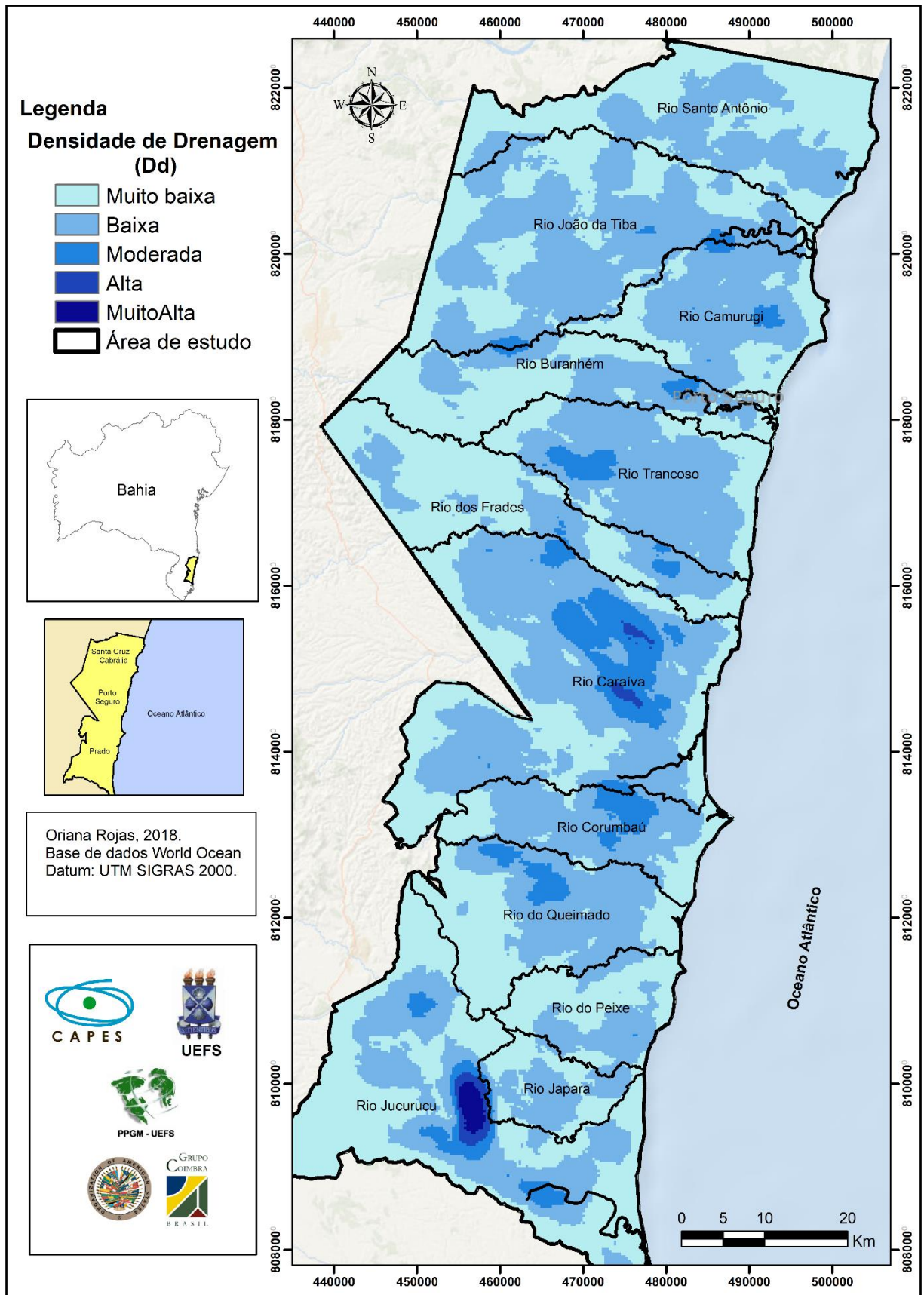


Figura 4.14 Mapa de densidade de drenagem (Dd)

4.2.6 Mapa de frequência de fluxo (Fu)

Análise de Mapa de Frequência de fluxo (Fu)

Os valores da frequência do fluxo indicam grau de inclinação, permeabilidade da rocha e superfície escoamento (HORTON, 1945). Os valores elevados de Fu ocorrem em padrões retangulares, paralelos ou subparalelos aos principais lineamentos tectônicos, indicando que a rede de drenagem se desenvolve sob influência tectônica (KOULI ET AL, 2007)

Este mapa tem muita relação ao mapa de densidade de drenagem, já que, ambos podem indicar variações na permeabilidade em toda área estudada, mas, a diferença é que o Fu indica áreas onde existem menos segmentos de fluxo, devido a forças neotectônicas, como elevação, que distorcem o desenvolvimento do sistema de drenagem. (KOULI ET AL, 2007).

O resultado do mapa de frequência de fluxo pode ser observado na Figura 4.15 interpretando que, o intervalo de valores baixos (tons claros de azul) estão distribuídas no Oeste das sub-bacias dos Rios Buranhém e dos Frades, indicando terrenos com alta permeabilidade e capacidade de infiltração, porém uma baixa deformação neotectônica. Este resultado confirma o comentado anteriormente, já que essas sub-bacias apresentam um padrão de drenagem sub-dendrítico com uma baixa densidade de drenagem.

Já para as sub-bacias dos Rios Camurugi, Trancoso, Peixe e Japara, e leste dos Rios João da Tiba, Buranhém, Frades e oeste do Rio Caraiva, encontram-se no intervalo de frequência de fluxo de baixo a alta, resultando terrenos impermeáveis com baixa capacidades de infiltração e alta erosão, apontando para uma deformação tectônica moderada.

Entretanto, o intervalo de alta frequência de fluxo, localiza-se nas sub-bacias Corumbau, Queimado, Jucurucu e leste de Caraiva, indicando uma alta deformação tectônica, modificando a rede de drenagem, dessa sub-bacias tendo padrão de drenagem retangular e paralelo aos principais lineamentos tectônicos.

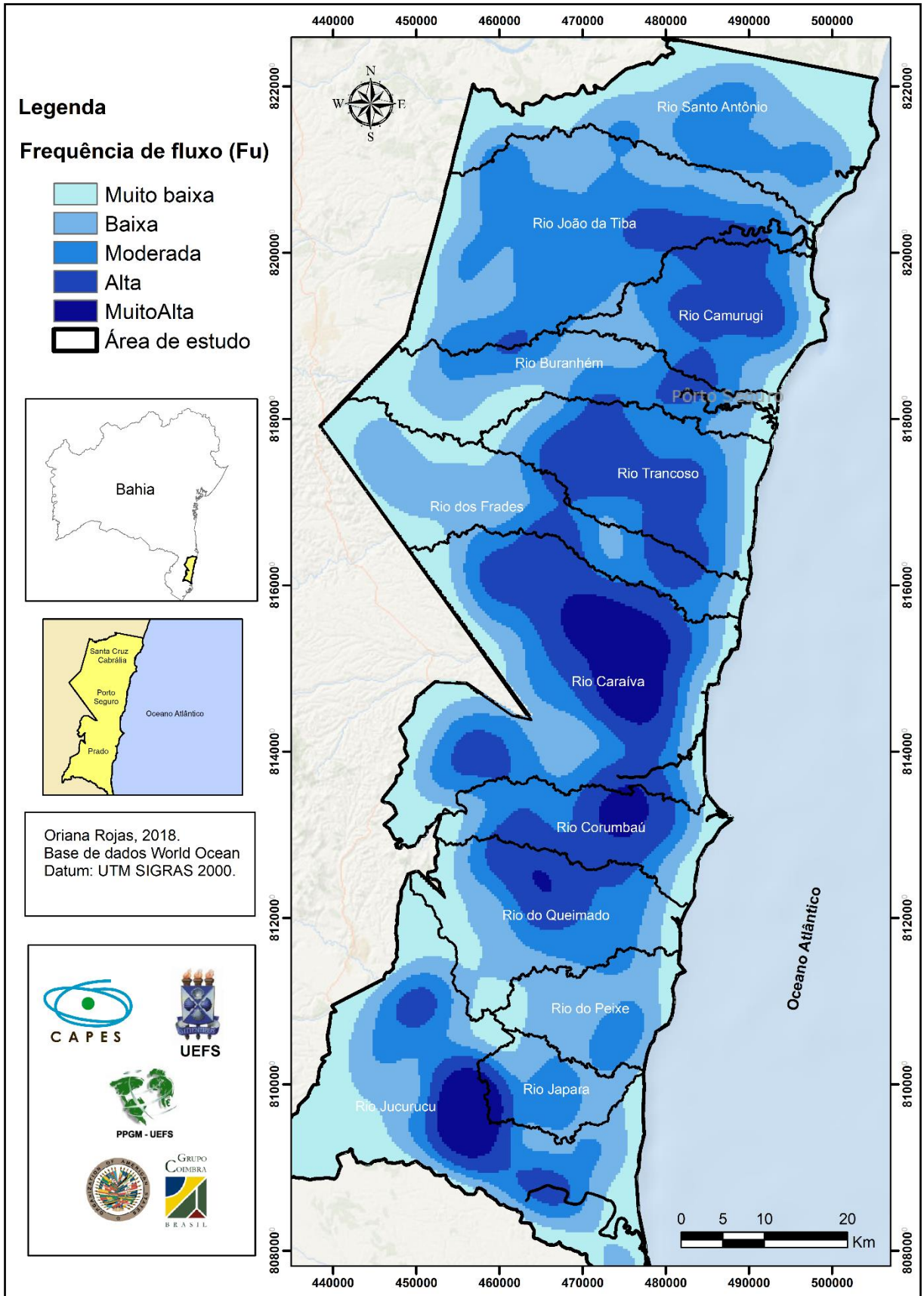


Figura 4.15 Mapa de frequência de fluxo (Fu)

4.2.7 Mapa de Amplitude de relevo (Ar)

Análise do mapa de Amplitude de relevo (Ar)

O parâmetro de amplitude de relevo (Ar) representa a distribuição de tectônica ativa através da avaliação do relevo relativo de uma região, destacando áreas de elevação ou subsidência (CICCACCI et al., 1988; DELLA SETA et al., 2004; TROIANI, 2008). Os resultados obtidos da análise permitiram identificar a caracterização das principais feições geomorfológicas na área de estudo.

Na Figura 4.16 apresenta o mapa de amplitude de relevo, onde identificou-se na região oeste, uma altitude máxima de aproximadamente 550 m, que para os autores Lima e Dominguez (2015), faz parte da área onde predomina embasamento cristalino que consiste em colinas e serras, com um desnível topográfico que pode atingir mais de 200 m. Este relevo compõe os altos residuais do embasamento dissecado, com densidade de drenagem que varia de baixa a média. Esta dissecação intensa está relacionada como o sistema de fraturas nas direções NE-SW e NW-SE, que exercem forte controle estrutural.

Segundo Dantas (2000) encontra-se nesta área unidades geomorfológicas denominadas superfícies colinosas. A amplitude de relevo varia entre 40 a 80m, podendo aparecer escarpas degradadas com desníveis significativos (60 a 100m), caracterizado pelo recuo erosivo das escarpas estruturais produzidas por neotectônica ao longo do médio curso dos vales principais na região. Por último estão as colinas tabulares que representa uma zona de transição entre as formas de relevo esculpadas sobre terrenos sedimentares e cristalinos. Estes caracterizam-se por vales profundos e encaixados, escavados em rochas precambrianas, com desnivelamentos significativos de 60 a 100m (Figura 4.16).

Em seguida na parte leste da área de estudo se encontram os tabuleiros costeiros, que variam em largura entre 20 e 100 km e exibem terreno plano com um leve gradiente em direção ao mar. Segundo Lima et al., (2006) e Lima e Dominguez (2015) quando os tabuleiros chegam ao litoral, eles formam falésias ativas com vários quilômetros de extensão e atingem até 40 m de altura (Figura 4.15). Os tabuleiros costeiros estão ligados a densidade de drenagem que varia de média a alta e promove dissecação uniforme do relevo, com vales rasos que se aprofundam em direção à costa e são cercados por encostas convexas curvas (MENDES et al. 1987)

As falésias inativas cobertas pela vegetação, marcam os limites entre os tabuleiros e as planícies quaternárias, os quais ocupam as áreas mais baixas da Costa do Descobrimento bordejando a linha de costa e adentrando os grandes vales presentes nos tabuleiros costeiros. Constituem as planícies quaternárias os depósitos continentais, transicionais e recifes de coral que se sobrepõem discordantemente a Formação Barreira.

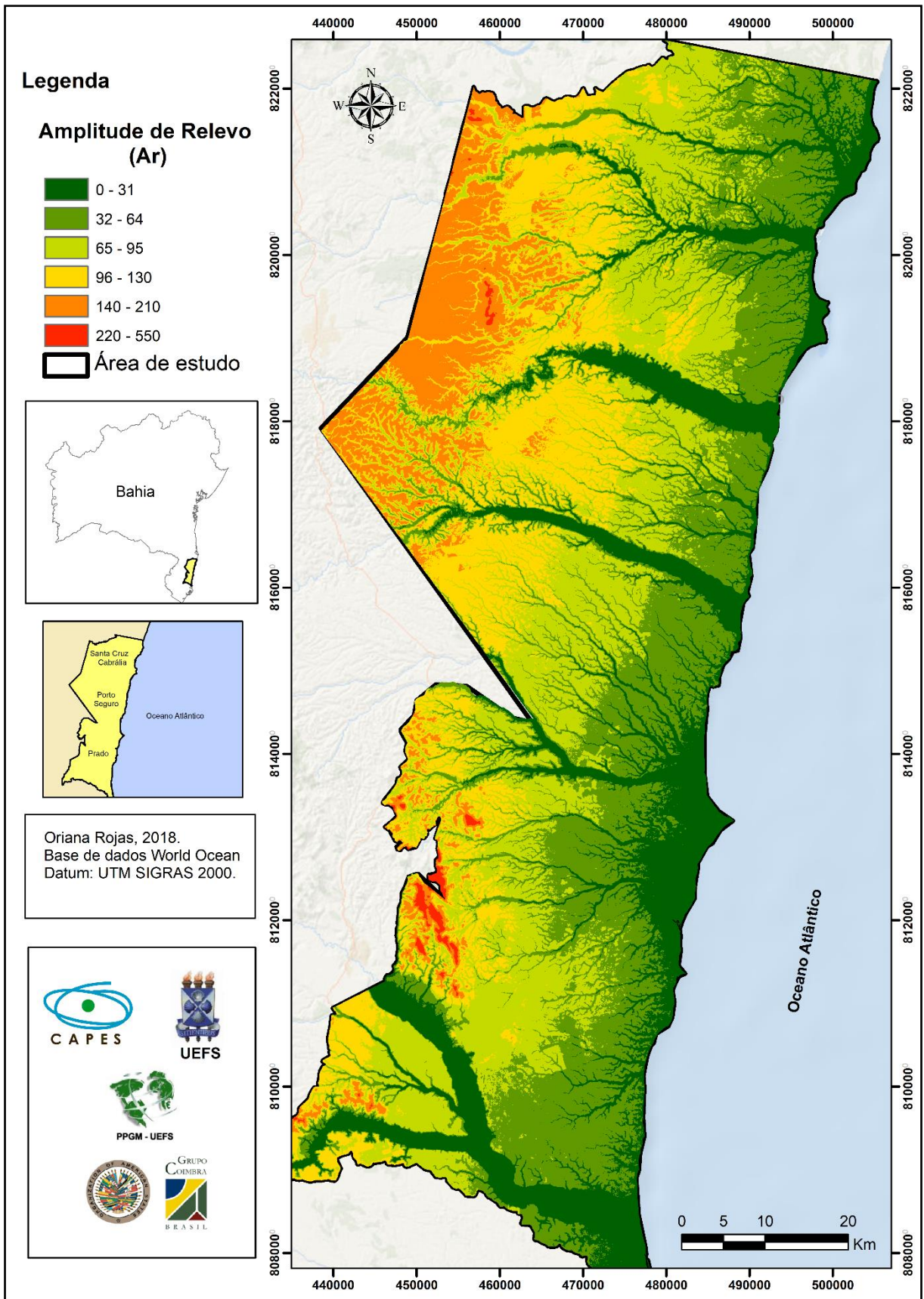


Figura 4.16 Amplitude de relevo (Ar)

4.2.8 Gradiente de inclinação (S)

Análise de gradiente de inclinação

O gradiente de inclinação mostra o declive máximo e mínimo com base na mudança da elevação entre cada célula e seus vizinhos (ESRI, 2003). Movimentos de inclinação, podem ser causados pela atividade tectônica (PANIZZA, 1996).

Analisando o mapa de gradiente de inclinação (Figura 4.17) observa-se que a declividade varia de 0 a 68° de inclinação. A maior parte da área de estudo possui uma declividade variando de 0 a 12° (tons de verdes) refletindo a morfologia predominantemente tabular, os quais são superfícies planas, não dissecadas pela rede de canais. Além desse valor, outro que se destaca é o intervalo de 13 a 22°, identificando morfologicamente os tabuleiros dissecados que consistem de colinas tabulares de topos planos a levemente arredondados, frequentemente sulcados por uma densa rede de pequenos canais, apresentando vales encaixados de pequena profundidade. Em seguida, o intervalo de 23 a 68 ° (vermelho) indica as maiores declividade da área, além de um forte indício da influência tectônica. Encontra-se nestes intervalos as escarpas degradadas e as colinas tabulares caracterizados por vales profundos e encaixados, produzidas por deformação neotectônica ao longo do médio curso dos vales principais na região.

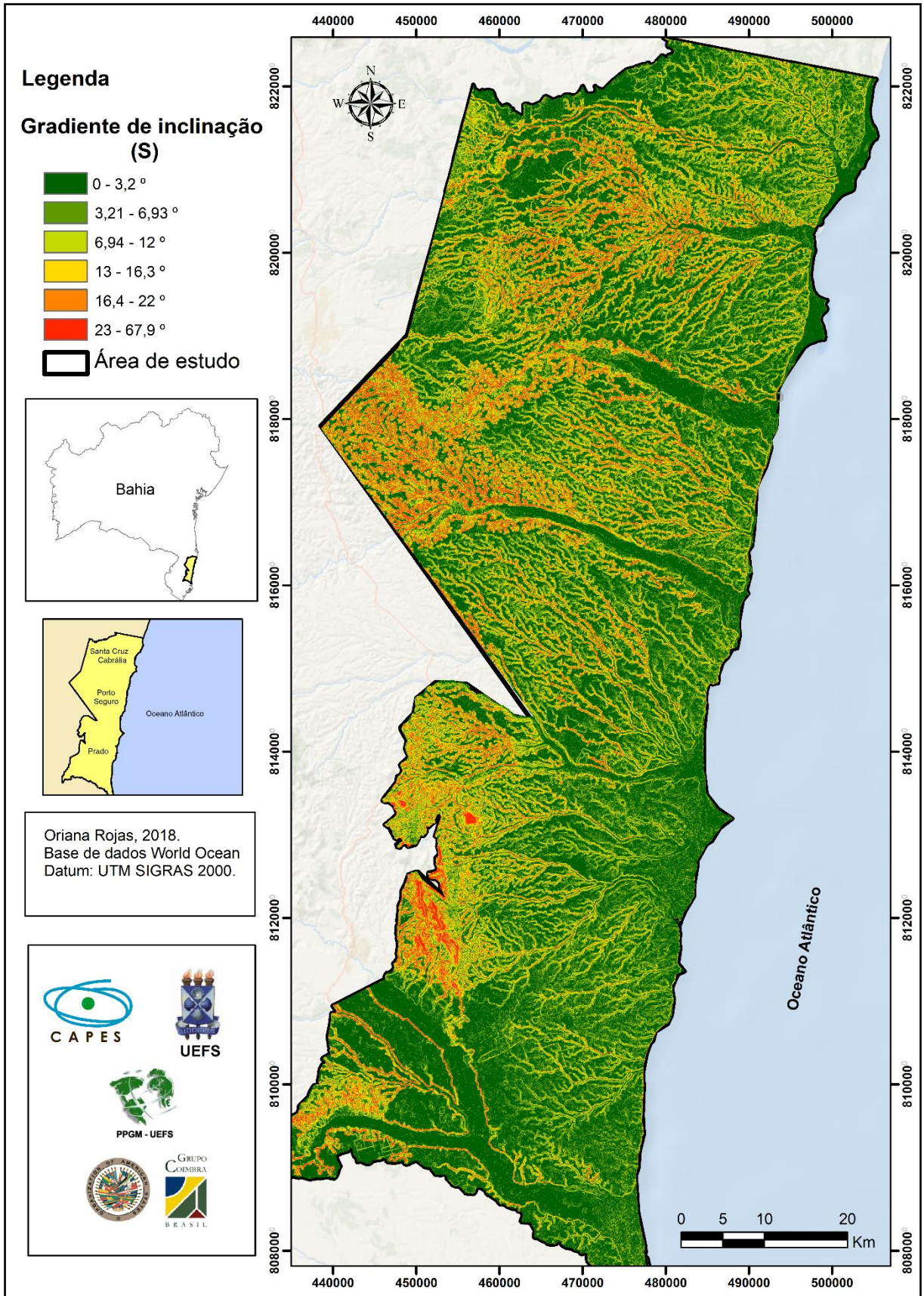


Figura 4.17 Gradiente de inclinação (S)

4.2.9 Índice topográfico de umidade (TWI)

Análise do Índice topográfico de umidade (TWI)

O controle exercido pela topografia local sobre a distribuição espacial da umidade do solo e a saturação da superfície pode ser examinada usando o índice topográfico de umidade (Quinn e Beven, 1991). TWI poderia indicar características de relevo controladas por falhas, notavelmente depressões lineares conectando vales fluviais, com erosão do fluxo, explorando zonas de fraqueza estrutural, bem como incisão profunda. Vales em forma de V indicam uma resposta fluvial à elevação contínua (MIGON ET AL., 2013)

Este índice está relacionado a declives, uma vez que a água tende a se acumular ao fluir das encostas. A umidade relativa do solo é, portanto, dependente da inclinação das encostas vizinhas e acumulação de drenagem. Valores baixos de TWI indicam alto gradiente de inclinação, baixa acumulação de fluxo e vales em V altamente incisivos (Conoscenti et al., 2008). Entretanto, valores altos de TWI indicam uma superfície de baixo gradiente com alta acumulação de umidade. Este índice pode representar a distribuição de água controlada pela topografia, considerado aqui para fornecer a identificação de regiões que podem ser influenciadas pelo controle estrutural, não para explicar processos e distribuição de umidade do solo.

A análise do mapa de índice topográfico de umidade (Figura 4.18) revelou que a maior parte da área, encontra-se com os valores baixos (tons verdes), mostrando um alto gradiente de inclinação e baixa acumulação de umidade, formando parte de vales profundos, interpretados como características de tectônica ativa. É importante salientar que desses vales profundos estão bem definidos com padrão de drenagens paralelos e subparalelos na parte leste da área de estudo. Certamente os valores de moderados a muito altos de TWI, indicam uma baixa declividade e uma significativa acumulação de umidade, observe que a cor azul distingue a planície de inundação.

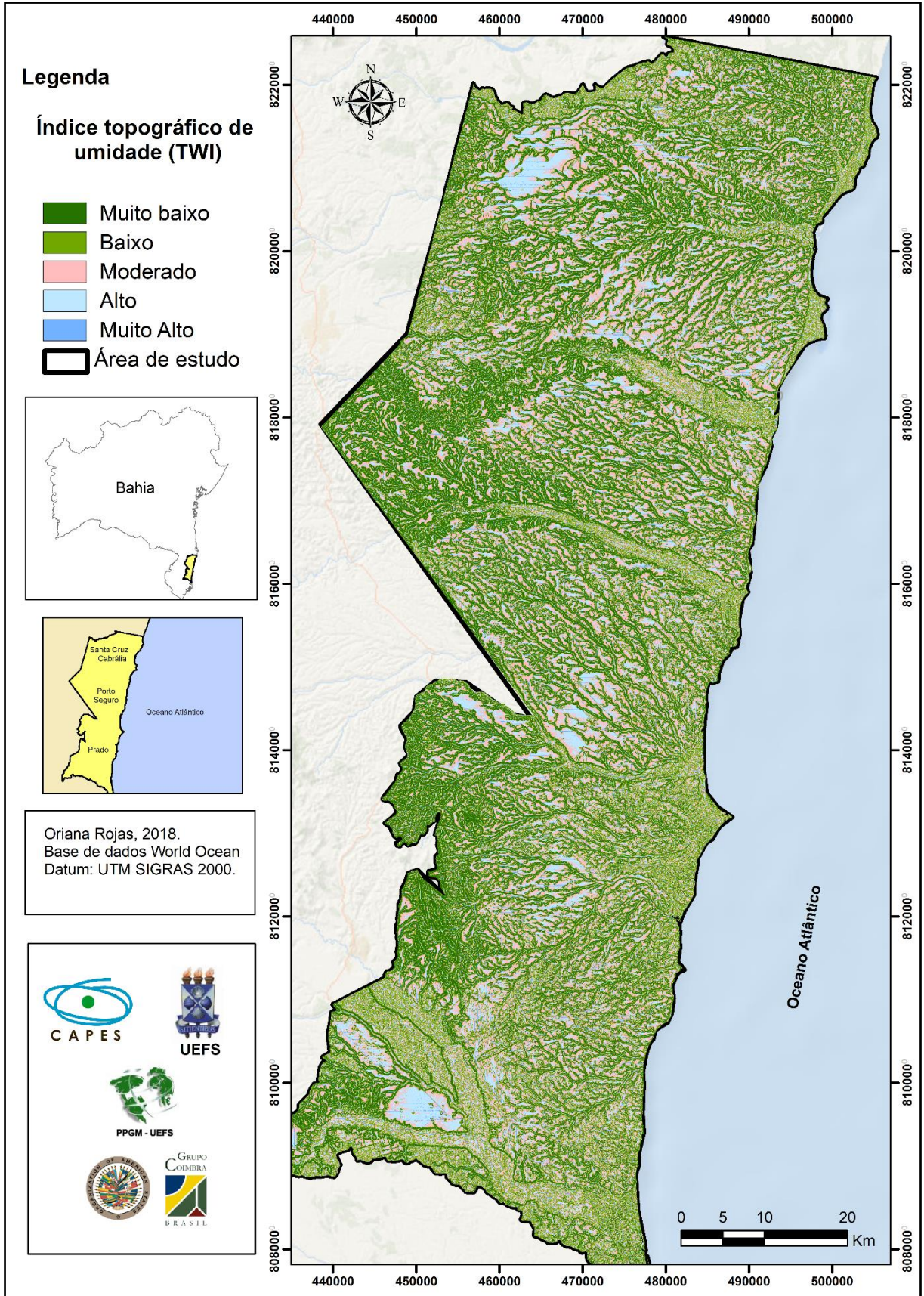


Figura 4.18 Índice topográfico de umidade (TWI)

4.2.10 Fator de assimetria de bacias (FAB)

Análise do fator de assimetria de bacias (FAB)

O índice de fator de assimetria de bacias foi utilizado para determinar possíveis eventos tectônicos que influenciam no basculamento do terreno na escala de uma bacia (GARDNER, 1985). A determinação deste índice se dá da seguinte maneira: multiplica-se por 100 a razão entre a área à direita da margem da microbacia (A_r) e a área total da bacia (A_t), a saber: $FAB = 100(A_r/A_t)$. Para se obter o valor de A_r , o polígono de cada microbacia foi dividido em duas partes, considerando a posição e sentido do canal principal. Os valores encontrados próximo ou iguais a 50, indicam que não houve basculamento significativo e a microbacia se encontra em condições estáveis, ou seja, pouca ou falta de atividade tectônica. Valores menores que 50 apontam para um possível basculamento da margem esquerda da bacia, enquanto valores maiores do que 50 indicam um provável basculamento da margem direita da bacia (HARE, 1985).

Para a aplicação do FAB, foi imprescindível que se levasse em consideração a área total da bacia. Para a Bacia do Buranhém, que possui uma área total de 13.815,32Km² foram delimitadas as sub-bacias para assim, determinar a área total (A_t) e área localizada na margem direita (A_r), para um resultado real do possível basculamento da sub-bacia, já que se este índice fosse aplicado somente nas sub-bacias que compõem o limite da área de estudo, os resultados estariam totalmente errados.

O estudo cobriu 12 sub-bacias, nas quais o Fator de Assimetria da Bacia (FAB) foi aplicado. Os nomes das sub-bacias e seus respectivos parâmetros, foram utilizados para se chegar aos valores de FAB são mostrados no Quadro 4.2, incluindo o resultado da assimetria que elas possuem, apresentando assimetria para lado esquerdo e para o lado direito respectivamente.

O resultado aplicado às sub-bacias (Figura 4.19) revelou que os valores de FAB em tons amarelos representam as sub-bacias com um possível basculamento da margem esquerda, limitado pelos intervalos de 0 – 44. Isso demonstra que existe uma predominância de sub-bacias (6) exibindo inclinação à esquerda ($AF < 50$). A sub-bacia considerada simétrica foi aquela que apresentaram valores de AF variando de 45 a 54% como é o caso de uma (1) só sub-bacia. E, finalmente 5 sub-bacias exibem inclinação à direita ($AF > 50$) com limites entre 54 a 65, estando concentradas na região NE da área de estudo. No entanto, duas sub-bacias, por falta de dados não foram calculadas seu fator de assimetria (Cor cinza).

As sub-bacias dos rios Santo Antônio, Frades, Corumbau, Queimado, Japara e Jucuruçu do Sul, possuem um FAB de 31,23%; 25,2%; 43,84%; 42,52%; 33,71% e 31,85% respectivamente, indicando um possível evento tectônico, influenciando o basculamento da margem da esquerda da bacia, com uma tendência de orientação voltados para NW-SE. Por outro lado, as sub-bacias dos rios João da Tiba, Camurugi, Buranhém, Trancoso e Caraíva encontram-se com um basculamento da margem direita da sub-bacia, influenciado também por eventos tectônicos, os quais tem como valores de FAB, 56,96%; 65,3%; 57,47%; 61,22% e 57,01% respectivamente. Algumas sub-bacias têm orientações bem definidas como são o rio Camurugi com uma direção NE-SW e os rios Trancoso e Caraíva com orientação NW-SE. A sub-bacia do rio Jucuruçu mostra que não houve basculamento significativo e a sub-bacia se encontra em condições estáveis (Figura 4.19).

Importante destacar que a microbacia do rio dos Frades apresenta uma forte assimetria do lado esquerdo (25,2%) e a O rio Trancoso uma forte assimetria para o lado direito (61,22%). Os resultados obtidos no presente estudo indicam que a área analisada foi submetida a processos neotectônicos.

Quadro 4.2. Valores relacionados ao cálculo do FAB por microbacias hidrográfica

Sub -bacias	Área Total (Km²).	Área à margem direita da bacia (Km²).	Fator de assimetria de bacias (FAB)	Assimetria
Rio Santo Antônio	711,44	222,2	31,23%	Basculamento para esquerda
Rio João da Tiba	1.588,54	904,90	56,96%	Basculamento para direita
Rio Camurugi	301,33	196,77	65,3%	Basculamento para direita
Rio Buranhém	1.945,92	1.118,26	57,47%	Basculamento para direita
Rio Trancoso	433,09	265,13	61,22%	Basculamento para direita
Rio dos Frades	1.363,06	343,46	25,2%	Basculamento para esquerda
Rio Caraíva	1.347,86	768,46	57,01%	Basculamento para direita
Rio Corumbau	328,71	144,11	43,84%	Basculamento para esquerda
Rio do Queimado	414,19	176,37	42,58%	Basculamento para esquerda
Rio Japara	155,69	52,48	33,71%	Basculamento para esquerda
Rio Jucuruçu	2.926,63	1.475,62	50,42%	Não houve basculamento significativo
Rio Jucuruçu do Sul	2.018,42	642,91	31,85%	Basculamento para esquerda

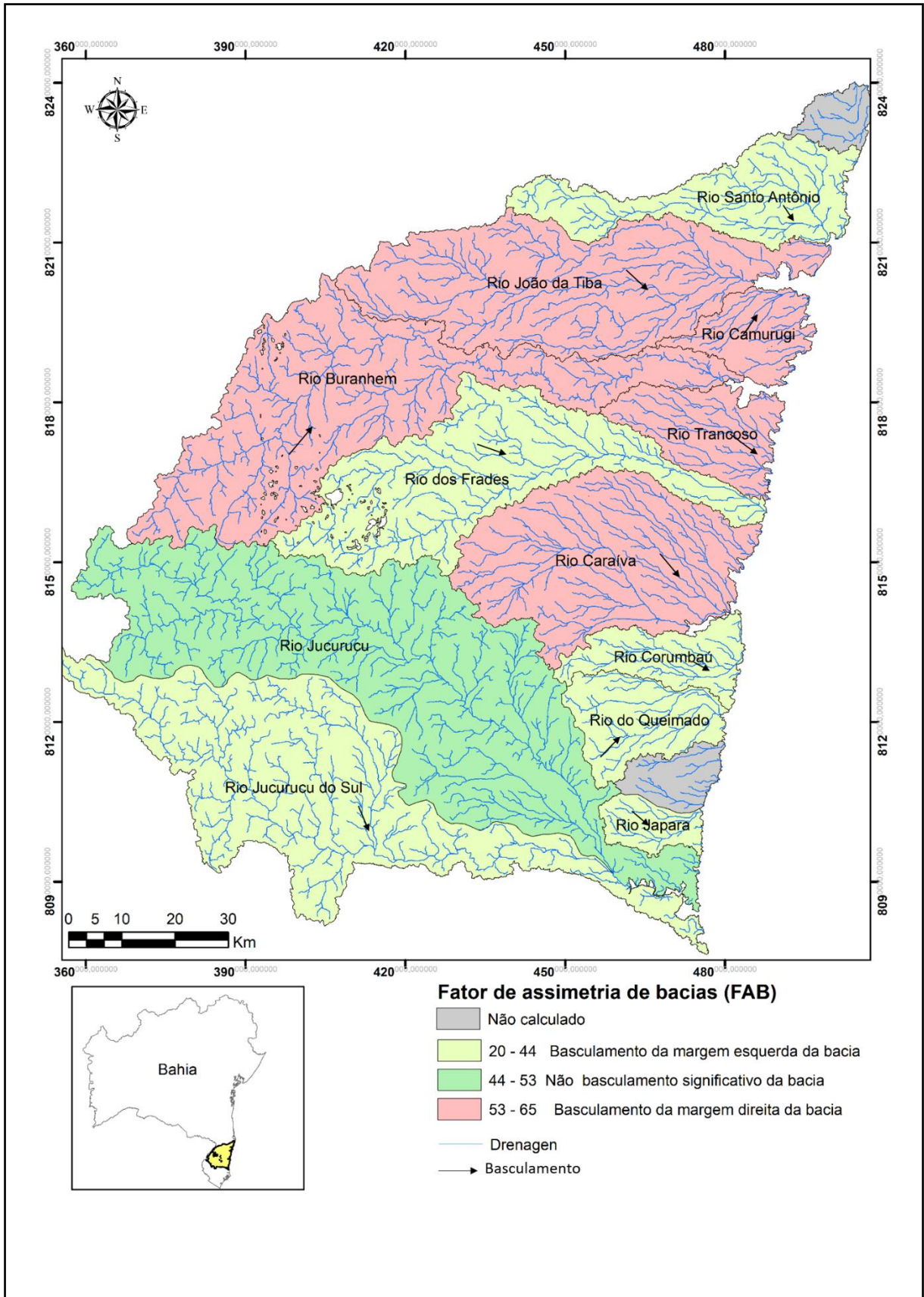


Figura 4.19. Mapa de Fator de assimetria de bacias (FAB)

4.2.11 Modelagem das fragilidades tectônicas

Para a modelagem das fragilidades tectônicas, utilizou-se a técnica de comparação de pares do módulo Weight para gerar um conjunto de pesos relativos pra cada um dos fatores a serem agregados no processo de combinação linear ponderada (WLC).

Sobre a ponderação dos fatores, Calijuri (2008) escreveu: “A ponderação indica a importância relativa de todos os fatores e regula a compensação entre eles. O grau em que um fator pode compensar outro é determinado por seu fator ou compensação de peso.” Dessa forma, os pesos foram gerados por uma série de comparações de pares de importância relativa de cada um dos fatores à adequabilidade dos pixels. A importância relativa e os pesos gerados são apresentados no Quadro 4.3. As variáveis utilizadas para esta comparação de pares são densidade de lineamentos (DL), frequência de lineamentos (FL), densidade de drenagem (DD), frequência de fluxo (FU), índice topográfico de umidade (TWI), amplitude de relevo (AR) e gradiente de inclinação (S). Posteriormente se somou cada coluna da matriz de comparação para assim, dividi-los com cada elemento da matriz, gerando peso de cada variáveis.

Quadro 4.3. Matriz de comparação da importância relativa dos fatores par a par.

	DL	FL	DD	FU	TWI	AR	S
DL	1	2	1/2	1/2	1/5	1/3	1/7
FL	1/2	1	1/7	1/5	1/5	1/4	1/6
DD	2	7	1	3	2	2	1/2
FU	3	5	1/3	1	3	2	1/2
TWI	5	5	1/2	1/3	1	3	1/2
AR	3	4	1/2	1/2	1/3	1	1/2
S	7	6	2	2	2	2	1
Suma	21 1/2	30	4 41/42	7 8/15	8 11/15	10 7/12	3 13/42

Os dados do Quadro 4.4 mostram que os fatores de maior influência na modelagem são , os de índices estruturais como densidade de lineamentos (DL) com um peso de 27,33; frequência de lineamentos (FL) com 21,35; para os critérios de índices geomorfológicos tem um peso para densidade de drenagem de 10,34; frequência de fluxo de 16,99; e por último índice topográfico de umidade com 15,61; já para os índices morfotectônicos com pesos menores de 5,34 e 2,98 para amplitude de relevo e gradiente de inclinação respectivamente. Pois tendo definidos os pesos de cada um dos critérios se procedeu a realizar a modelagem com ferramenta complementar Weighted Overlay, instalada no ArcGIS. Esta técnica permite determinar a consistência dos resultados através do cálculo do coeficiente de consistência (CR). Se o resultado é $CR < 1$ indica que tem um nível razoável de consistência na comparação entre os

pares, porém se $CR > 1$, o valor da razão é indicativo de que se precisa reconsiderar e revisar os valores originais. A análise dos resultados de CR, mostra que dos dados são consistentes (Quadro 4.3). Na figura 4.20, encontra-se um fluxograma de como os mapas foram combinados pelo processo de WCL, resultando um mapa final de modelagem das fragilidades tectônicas (Figura 4.20).

Quadro 4.4. Coeficiente de consistência, critérios com seus pesos.

Coeficiente de consistência (CR)	CRITÉRIOS	PESOS
0,13 (CR < 1 tem um nível razoável de consistência na comparação entre os pares)	DL	27,33
	FL	21,35
	DD	15,61
	FU	16,99
	TWI	10,34
	AR	5,34
	S	2,98
	Total	100

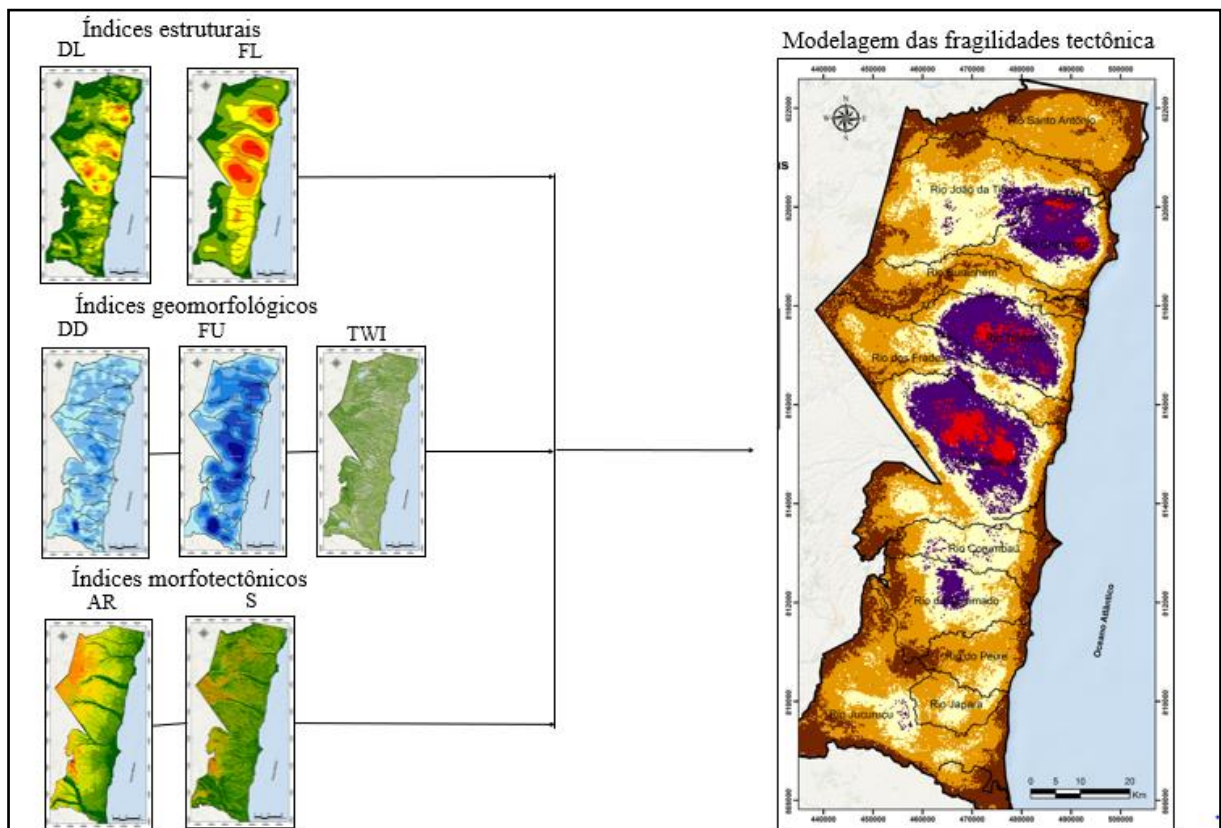


Figura 4.20. Fluxograma da modelagem

Análise da modelagem das fragilidades tectônicas

A modelagem das fragilidades tectônicas (Figura 4.21) tem como resultado os níveis de deformação tectônica (muito baixa, baixa, moderada, alta e muito alta), mostrando os registros neotectônicos mais evidentes, contribuindo assim, com o planejamento de ocupação e gerenciamento dessas áreas. A partir da informação obtida do Fator de Assimetria das Bacias (FAB), se indicou o basculamento das sub-bacias, que são evidenciadas na modelagem final.

Com os níveis muito baixos a baixo de deformação tectônica, encontram-se as sub-bacias dos rios Santo Antônio, Peixe, e porção oeste das sub-bacias dos rios Buranhém, Frades e Jucuruçu. Para os níveis de baixo a moderado, estão as sub-bacias dos rios Corumbau, Japara e parte do Jucuruçu e do João da tiba. Para a sub-bacia do rio Queimado existe uma alta influência tectônica.

As sub-bacias dos rios Camurugi, Trancoso e Caraíva, possuem os níveis nível mais altos de deformação tectônica da área de estudo, indicando um cuidado maior no planejamento da ocupação nessas áreas.

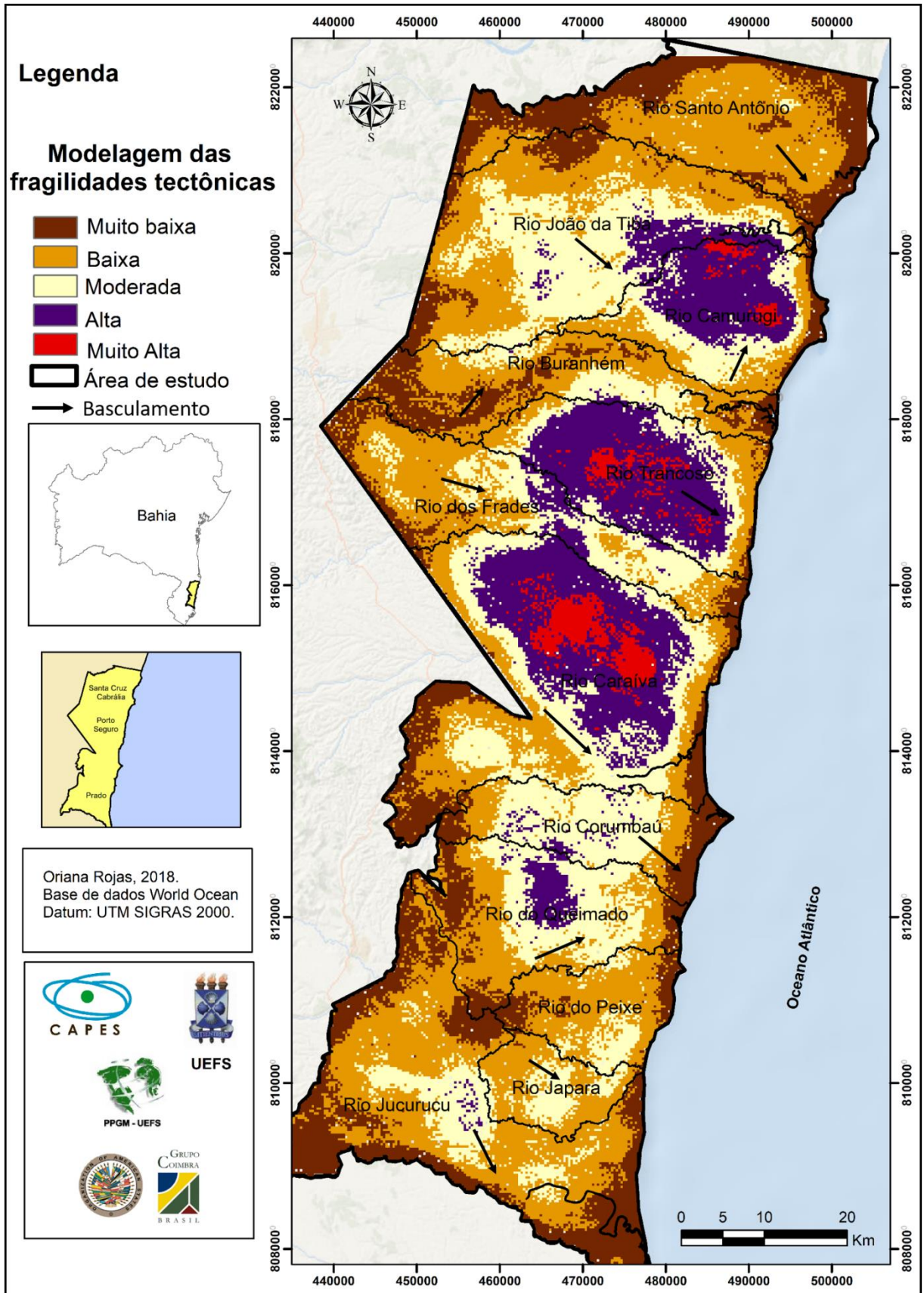


Figura 4.21. Modelagem das fragilidades tectônicas

CAPÍTULO 5

CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1 CONCLUSÕES

- A área estudada é geomorfologicamente dominada por tabuleiros ao atingirem a área costeira, originam falésias. Essa unidade morfoestrutural compreende um conjunto de formas de relevo de degradação, esculpidas sobre os sedimentos do Neógeno, pertencentes à Formação Barreiras.
- As Falésias estudadas possuem na base arenitos arcossianos conglomeráticos, constituídos principalmente de grãos angulosos a subangulosos de quartzo e feldspato, podendo conter, em alguns locais, fragmentos de rochas cristalinas
- Em todas as áreas visitadas aparecem falhas e juntas tectônicas, foram tomadas 492 medidas, orientadas predominantemente nas direções NW-SE com o 55,09% e uma direção secundária NE-SW com 44,91%, embora no trecho de Porto Seguro e Caraíva, especificamente na Praia do Espelho foi notável o aumento na frequência dessas fraturas.
- Através do mapa de lineamento foi possível traçar 1630 lineamentos, indicando o máximo esforço estrutural da área de estudo na direção NW-SE com 908 lineamentos (56%) e o segundo esforço predomina para a direção NE-SW com 722 lineamentos (44%).
- Com o mapa de Lineamentos, mapa de densidade e frequência de lineamentos, se determinou 3 blocos estruturais bem definidos, com uma alta densidade de lineamentos. Estes três blocos compõem as sub-bacias dos Rios Camurugi, Trancoso, e porção leste do Caraíva.
- A sub-bacia do Rio Camurugi, os canais possuem orientação NE- SW. Nas sub-bacias do Rio Trancoso e Caraíva as orientações dos cursos d'água são NW-SE.
- No mapa de drenagem foi determinado padrões de drenagem que definem a área de estudo, embora, as sub-bacias dos Rios Camurugi, Trancoso e Caraíva, possuam padrões de drenagem paralela, em decorrência da forte influência tectônica.
- O mapa de densidade de drenagem revelou valores alto nas sub-bacias dos Rios Camurugi, Trancoso, Caraíva e Jucuruçu, indicando superfícies potenciais de escoamento, alta declividade do terreno, o grau de dissecação da paisagem, permeabilidade do terreno e resistência à erosão.

- A alta frequência de fluxo, localiza-se nas microbacias Corumbau, Queimado, Jucuruçu e a parte leste de Caraiva, indicando uma alta deformação tectônica, modificando a rede de drenagem dessas microbacias, tendo um particular padrão de drenagem retangular e paralelo aos principais lineamentos tectônicos.
- Os índices morfotectônicos como Amplitude de relevo (Ar) e Gradiente de inclinação, foram muito importantes nesse estudo, pois permitiram identificar a caracterização das principais feições geomorfológicas na área de estudo e a inclinação dos blocos estruturais, promovidas pela atividade tectônica.
- O estudo cobriu 12 microbacias, nas quais o Fator de Assimetria da Bacia (FAB) foi aplicado. Os resultados obtidos no presente estudo indicam que a área analisada foi submetida a processos neotectônicos, mostrando que existe uma predominância de sub-bacias seis (6) exibindo inclinação à esquerda, cinco (5) sub-bacias com inclinação à direita e por último, uma (1) sub-bacia encontra-se simétrica
- Como resultado final se realizou a modelagem das fragilidades tectônica através da técnica de combinação linear ponderada (WLC). A classificação final de classes são: muito baixas, baixas, moderadas, altas e muito altas. Destacando que as sub-bacias dos rios Camurugi, Trancoso e Caraiva, encontra-se no nível mais alto de deformação tectônica da área de estudo, indicando um risco no planejamento de ocupação nessas áreas.
- Conclui-se que houve reativações de falhas do Neógeno ao Pleistoceno, que culminou com o basculamento de blocos e consequente modificação na direção das drenagens, que se moldaram, durante a movimentação desses blocos.

5.2 REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. Depressões periféricas e depressões semi-áridas do Nordeste do Brasil. *Bol. Paulista de Geog.*, 22:3-18. 1956
- ALHEIROS, M.M.; LIMA FILHO, M.F.; MONTEIRO, F.A.J. e OLIVEIRA FILHO. Sistemas Depositionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. *Anais XXV Congresso Brasileiro Geologia*, 2:753-760. 1988.
- AMARO, V.E.; STRIEDER, A.J. Análise de fotolineamentos e padrões estruturais em imagens de satélite. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1994, Camburiú. *Anais...*, p. 443-444, 1994
- ANANABA, S.E. AND ANJAKAIYE, D.E. Evidence of tectonic control of mineralization in Nigeria from lineament density analysis a Landsat-study. *Int. J. Remote Sens.*, Volume 8, Issue 10, pp. 1445–1453. 1987.
- ANDERSON, M.G., KNEALE, P.E. The influence of low-angled topography on hillslope soil water convergence and stream discharge. *Journal Hydrol.* 57, 65–80. 1982
- ANGELIER, J. MECHLER, P. Sur une méthode également en tectonique et en éismologie; la méthode des diédres droits. *Bull. Soc. Géol. De France*, v. 7, n. 1p. 139-18. 1976
- ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno: a verdadeira origem do Grupo Barreiras. *Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário*, 10., 2005.
- ARGYRIOU A.; TEEUW R. M.; RUST D.; SARRIS A. GIS multi-criteria decision analysis for assessment and mapping of neotectonic landscape deformation: A case study from Crete Elsevier B.V *Geomorphology*. 2015
- ASMUS, H.E. & PONTE, F.C. The Brazilian Marginal Basins. In: NAIRN, A.E.M. & STEHLI, F.G. (orgs.). *The Ocean Basins and Margins. The South Atlantic*. Nova York: Plenum Press, pp. 87-133, 1973.
- ASSUMPCÃO, M. Patterns of focal mechanism and seismic provinces in Brazil. *Cong. Bras. Geofísica*, 1 Anais, pp. 467-472. 1992.
- AWASTHI, K.D., SITAULA, B.K., SINGH, R.B.R., BAJACHARAYA, M. Land-use change in two Nepalese watersheds: GIS and geomorphometric analysis. *Land Degrad. Develop.* 13, 495–513. 2002
- AYALEW, L., YAMAGISHI, H., UGAWA, N. Landslide susceptibility mapping using GIS based weighted linear combination, the case in Tsugawa area of Agano River, Niigata Prefecture, Japan. *Landslides* 1, 73–81. 2004
- BANAI, R. Fuzziness in geographic information systems: contributions from the analytic hierarchy process. *International J. Geogr. Inform. Syst.* 7 (4), 315–329. 1993
- BAKER, V.R. *Geomorphology from Space: A global overview of regional landforms*. National Aeronautics and Space Administration, Washington, D.C. 375. 1986

- BARBOSA, J.S.F., DOMINGUEZ, J.M.L. Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo. Salvador: SGM. Convênio CBPM/UFBA/SGM/FAPEX.1996
- BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K.; BEZERRA, F. H. R.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; GIANNINI, P. C. Geologia e Geomorfologia do Quaternário Costeiro do Estado do Rio Grande do Norte. Geologia USP. Série Científica, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 1-12, 2004
- BERGER, K.P., ENTEKHABI, D. Basin hydrologic response relations to distributed physiographic descriptors and climate. *J. Hydrol.* 247, 169–182. 2001
- BEVEN, K.J., KIRKBY, M.J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.* 24, 43–69. 1979
- BEZERRA, F. H. R. Neotectonics in Northeastern Brazil. 208 f. Thesis (Doctor Philosophy) - University College London, London, 1998.
- BEZERRA, F.H.R. Intraplate paleoseismicity in Northeastern Brazil. *Anais do SBG, Lençóis*, 7 (4): pp. 12-16, 1999
- BEZERRA, F. H. R. et al. Pliocene-quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. Amsterdam, v. 14, p. 61-75, 2001
- BEZERRA, F.H.R., FONSECA, V.P., VITA-FINZI, C., LIMA-FILHO, F.P. & SAADI, A. Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments. *Engineering Geology*, 76:191-208. 2005.
- BEZERRA, F.H.R., ROSSETTI, D.F., OLIVEIRA, R.G., MEDEIROS, W.E., NEVES, B.B.B., BALSAMO, F., NOGUEIRA, F.C.C., DANTAS, E.L., ANDRADES FILHO, C., GÓES, A.M. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics* 614, 78–90. 2014
- BIGARELLA, J. J. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ci.* V. 47, p. 366-392, 1975.
- BULL, W., MCFADDEN, L. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. In: Doehring, D.O. (Ed.), *Geomorphology in Arid regions*. Publications in Geomorphology, State University of New York at Binghamton, pp. 115–139. 1977
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Folha SD 24/25 Aracaju/Recife: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro. 856 p. 30 v. 1983
- BRIERE, P.R., SCANLON, K.M. Lineaments and lithology derived from a side-looking airborne radar image of Puerto Rico. Puerto Rico-marine Sediment Database, Terrestrial and Sea-floor Imagery and Tectonic Interpretations: U.S. Geological Survey Open-File Report 00-006. 2000
- CICCACCI, S., DE RITA, D., FREDI, P. Geomorfologia quantitativa e morfotettonica dell'area di Morlupo-Castelnuovo di Porto nei Monti Sabatini (Lazio). *Supplemento di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* I, pp. 197-206. 1988

- CIOTOLI, G., DELLA SETA, M., DEL MONTE, M., FREDI, P., LOMBARDI, S., LUPIA PALMIERI, E., PUGLIESE, F. Morphological and geochemical evidence of neotectonics in the volcanic area of Monti Vulsini (Latium, Italy). *Quat. Int.* 1.2003
- CONOSCENTI, C., DI MAGGIO, C., ROTIGLIANO, E. GIS analysis to assess landslide susceptibility in a fluvial basin of NW Sicily (Italy). *Geomorphology* 94, 325–339. 2008
- COSTA, J. B. S. et. al. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos*, v. 4, n. 2, p. 23-44, 1996
- COSTA, J. B. S. et. al. Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. *An Acad Bras Cienc*, v. 74, n. 3, p. 519-531, 2002
- COSTA JÚNIOR, M. P. Interações morfo-pedogenéticas nos sedimentos do Grupo Barreiras e nos leques aluviais pleistocênicos no litoral norte da Bahia – município de Conde. 247f. Tese (Doutorado em Geologia Costeira e Sedimentar) – Universidade Federal da Bahia, Salvador. 2008.
- COX, R.T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106(5), 571-581. 1994
- CBPM. Companhia Baiana de Recursos Minerais. Projeto Costa do Descobrimento. Salvador: CBPM, 2000.
- CPRM. Companhia Brasileira de Recursos Minerais. Projeto Porto Seguro – Santa Cruz Cabrália. Brasília: Serviço Geológico do Brasil, v. 1-8.2000
- DANTAS, M.E. & MEDINA, A.I. de M. Geomorfologia. Projeto Porto Seguro/Santa Cruz Cabrália. Salvador: CPRM-SUREG/SA. 2000
- DEMANGEOT, J. Essai sur le relief du Nord-Est Brésilien. *Ann de Géographie*, Paris, 69(372):157-176. 1960
- DELLA SETA, M., DEL MONTE, M., FREDI, P., LUPIA PALMIERI, E. Quantitative morphotectonic analysis as a tool for detecting deformation patterns in soft-rock terrains: a case study from the southern Marches, Italy. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* n 4, pp. 267–284. 2004
- DIAS, L.S.O.; ROCHA, G.A.; BARROS, E.U.A.; MAIA, P.H.P. Utilização do radar interferométrico para delimitação automática de bacias hidrográficas. *Bahia Análise & Dados*, Salvador, v. 4, n.2, p.265-271, 2004.
- DINESH, A.C., MARKOSE VIPIN, J., JAYAPPA, K.S. Info a visual basic program for lineament density, frequency and intersection density analysis. *Earth Sci. Inform.* 7,197–203.2014
- DOMINGUEZ, J.M.L. Evolução quaternária da planície costeira associada à foz do rio Jequitinhonha (BA): influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea dos sedimentos. Salvador. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. 1983.
- DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO). 2010.

- DRESCHÉ, J. Les problèmes morphologique du Nord-Est Brésilien. Bull. Ass. Géog. François, Paris, 69(372):48-59. 1957
- DROBNE, S., LISEC, A. Multi-attribute decision analysis in GIS: weighted linear combination and ordered weighted averaging. Informatica 33, 459–474. 2009
- ESRI. ArcGis Desktop Help in ArcMap utility. 2003
- ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, 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, p. 43-56, 2004.
- ETCHEBEHERE, M. L., SAAD, A. R., FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do rio do peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade Extensão) em seguimentos de drenagem. Revista de Geociências. v. 5, n.3, p. 271-287, 2006
- ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; FULFARO, V.J. Análise de bacia aplicada à prospecção de água subterrânea no Planalto Ocidental Paulista. Geociências, v. 26, n. 3, p. 229-247, 2007
- EVANS, I.S. An integrated system of terrain analysis and slope mapping. Final Report on Grant DA-ERO-591-73-G0040. University of Durham, England 192 pp. 1979
- FONSECA, V.P. Estudos morfotectônicos aplicados à planície costeira do Rio Grande do Sul. (Tese de Doutorado em Geociências), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 307p., 2006
- FONT, M.; AMORESE D.; LAGARDE J.L. DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France). Geomorphology, v.119, n.3-4, p.172-180, 2010.
- FORTUNATO, F. F. Sistemas pedológicos nos Tabuleiros Costeiros do litoral norte do estado da Bahia: uma evolução controlada por duricrostas preexistentes, neotectônica e mudanças paleoclimáticas do Quaternário. 266. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. 2004
- FREITAS, R.O. Ensaio sobre a Tectônica moderna do Brasil. FFCL/USP, 120P. Boletim 130, series Geologia, nº6. 1951
- GÓES, A.M., 2014. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. Tectonophysics 614, 78–90. 2014
- 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 fluviomorfométricos e de registros paleossísmicos. Revista Geociências, v.28, n.4, p.345-362, 2009
- GUIMARÃES, D. Arqui-Brasil e sua evolução Geológica. D.F.P.M/DNPM, 341 P. (Boletim 88). 1951

- HABERLEHNER, H. Análise Sismotectônica do Brasil: notas explicativas sobre o mapa sismotectônico do Brasil e regiões correlacionadas. ABGE, Anais do Cong. Bras. Geol. Eng., São Paulo, 1: pp. 297-329, 1978
- HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream gradient index. U.S. Geol. Survey, Jour. Research, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973
- HANCOCK, P.L. & ENGELDER, T. Neotectonic joints. Geol. Soc. Am. Bull, 101:1197-1208, 1989.
- HARE, P.W., GARDNER, T. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. Allen and Unwin, Boston, 75-104. 1985
- HASUI, Y. Neotectônica e Aspectos Fundamentais da Tectônica Ressurgente no Brasil. SBG/MG. Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro, Belo Horizonte, 1: pp. 1-31, 1990
- HASUI, Y., COSTA, J. B. S. Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, 1996, Belém. Anais. SBG, V.1, p.20. 1996
- HASUI, Y. & PONÇANO, W. L. Geossuturas e sismicidade no Brasil. No Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, 2, São Paulo. 1978
- HIRUMA, S. T.; PONCANO, W.L. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfopedológicos na área do Alto Rio Pardo, SP e MG. 1994, Rev. IG, 15(1/2), JAN/DEZ 1994, p.49-57. 1994
- HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. Geol. Soc. Am. Bull. 56, 275–370. 1945.
- HJERDT, K.N., MCDONELL, J.J., SEIBERT, J., RODHE, A. A new topographic index to quantify downslope controls on local drainage. Water Resour. Res. 40 (W05602), 1–6. 2004
- JAIN.V.E. Geotectonica General. Moscou, Mir. V.1, 356. 1980
- JACOMINE, P.K.T. Distribuição geográfica, características e classificação dos solos coesos dos tabuleiros costeiros. Reunião técnica sobre solos coesos dos tabuleiros costeiros, 1996, Cruz das Almas. Anais. Aracaju : Embrapa-CPATC.p.13-26. 1996
- KELLER, E.A., PINTER, N. Active Tectonics: Earthquakes and Landscape. Second Edition. Prentice-Hall, Upper Saddle River, New Jersey 362 pp. 2002
- KELLER, E.A. Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes. Wallace, R.E. (Ed.), Active Tectonics. Studies in Geophysics. The National Academies Press, Washington, DC, pp. 136–147. 1986
- KOULI, M., VALLIANATOS, F., SOUPIO, P., ALEXAKIS, D. GIS-based morphometric analysis of two major watersheds, western Crete. Greece, Journal of Environmental Hydrology 15, 1–17. 2007.
- KLLER, E.A. PINTER, N. Active tectonics. Prentice-Hall. 338p. 1996

- LEE, C. S.; TSAI, L.L. A quantitative analysis for geomorphic indices of longitudinal river profile: a case study of the Choushui River, Central Taiwan. *Environmental Earth Sciences*, v.59, n. 7, p.1549-1558, 2010
- LIMA, C.C. Inversão Nascente de Bacias: expressões topográficas e estruturais e implicações. SBG. Anais do Simp. Nac. Est.Tect., Lençóis, 4: pp. 29-30, 1999.
- LIMA, C.C. Expressions Topographiques et Structurales de l'Etat de Compression Generalisee au Sein de la Plaque Sud-Americaine. 370f. Tese (Doutorado) – Universidade de Rennes 1, Rennes. 1999
- LIMA, C. C. U de. O neotectonismo na costa do sudeste e do nordeste brasileiro. *Revista de Ciência e Tecnologia*, Piracicaba, v. 8, p. 91-101, 2000
- LIMA, C.C.Evidências da ação tectônica nos sedimentos da Formação Barreiras presentes do litoral de Sergipe e ao norte da Bahia. *Rev. Geogr.* 1, 140–151 (Recife: UFPE/
- LIMA, C.C. et al. O Grupo Barreiras na Bacia Potiguar: relações entre o padrão de afloramentos, estruturas pré-Barreiras e neotectonismo. SBG. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, 2: pp. 607-620, 1990.
- LIMA, C. C. U.; VILAS BOAS, G. S.; BEZERRA, F. H. R.. Faciologia e análise tectônica Preliminar da formação Barreiras no litoral sul do Estado da Bahia. *Geologia USP. Série Científica*, v. 6, n. 2, p. 71-80, 2006.
- LIMA, C.C. & VILAS BOAS, G.S. Evidências de Neotectonismo nas Falésias do Grupo Barreiras, litoral sul da Bahia Anais.VII Congresso da ABEQUA, Porto Seguro, Viiabequa_zco999.pdf., 1999.
- LIMA NETO, F.F. O Regime Atual de Tensões nas Bacias Sedimentares Brasileiras. SBG, Anais Simp. Nac. Est. Tect., Lençóis, 4:pp. 25-28, 1999
- LIMA, C. C. U.; VILAS BOAS, G. S. Morphotectonic analysis in the Barreiras Group, south coast of the state of Bahia, based on the square over radar image approach. *Revista Ciência e Natura*, v. extra, p. 101-115. 2004.
- LIMA, C.C.U.; VILAS BOAS, G.S.; BEZERRA, F.H.R. Faciologia e análise tectônica preliminar da Formação Barreiras no litoral sul do Estado da Bahia, Brasil. *Geologia-USP Ser.Cient. São Paulo*, (6)2: 71-80,2006
- LIMA, C.C.U. e DOMINGUEZ, J.M.L. DISCOVERY COAST: The Brazilian landscape first sighted by Europeans. In, Vieira, B.C., Salgado, A.A.R., Santos, L.J.C. *Landscapes and Landforms of Brazil*. Springer Verlag, p. 45-54. 2015
- MABESOONE, J. M.; CAMPOS, E.; SILVA, A.; BEURLLEN, K. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Rev Bras Geoc.*, v. 2, p. 173-190, 1972.
- MALCZEWSKI, J. On the use of Weighted Linear Combination method in GIS: common and best practise approaches. *Trans. GIS* 4, 5–22. 2000.

- MARTIN, L. et al. Mapa geológico do Quaternário Costeiro do estado da Bahia: escala 1:250.000, texto explicativo. Salvador: SME/CPM, 1980
- MARTIN L, DOMINGUEZ J.M.D, BITTENCOURT ACSP. A zona costeira da Costa do Descobrimento, roteiro de excursão. VII congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Porto Seguro, Bahia, Brazil. 1999
- MATHER, P.M. Computer processing of remotely – sensed images: an introduction. Chichester: John Wiley & Sons. 292 p. 1999
- MENDES, I., DANTAS, M., BEZERRA, L.M.M. Geomorfologia. In: IBGE. Folha SE-24 Rio Doce: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 548 p. 1987
- MIGON, P., KASPRZAK, M., TRACZYK, A. How high-resolution DEM based on airborne LiDAR helped to reinterpret landforms — examples from the Sudetes. SW Poland. Landform Anal. 22, 89–10. 2013
- MOLIN, P., PAZZAGLIA, F.J., DRAMIS, F. Geomorphic expression of active tectonics in rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. Am. J. Sci. 304, 559–589. 2004
- MONTEIRO, K.A.; MISSURA, R.; CORREA, A.C.B. Application of the hack index or stream length-gradient index (SL INDEX) to the Trachunhaém river watershed, Pernambuco, Brazil. Geociências – Unesp, v. 29, n.4, p. 533-539, 2010.
- MÖNER, N.A., Neotectonics and Structural Geology; general introduction. Bull. INQA Neotectonics Commission, n. 13, p. 87. 1990
- MORNER, N.A Paleoseismicity and neotectonics. Tectonophysics. Amsterdam, v. 163, p. 181-84. 1989,
- NASCIMENTO, M.C. A erosão costeira e sua influência sobre a atividade petrolífera: Alternativas sustentáveis na mitigação de impactos ambientais. (Dissertação de Mestrado em Geodinâmica e Geofísica), Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 222p. 2009
- NEVES J.M.C, SOARES A.C..P, MARCIANO VRPRO. A província pegmatítica oriental do Brasil à luz dos conhecimentos atuais. Rev Bras Geoc 16(1):106–118. 1986
- NIKOLAEV, N.I. Tectonic conditions favorable for causing earthquakes occurring in connection with reservoir filling. Engineering Geology. Amsterdam. N.8, p. 171-189, 1974
- NOGUEIRA, A. C. R.; SARGES, R. R. Characterization and genesis of waterfalls of the Presidente Figueiredo region, northeast State of Amazonas, Brazil. An. Acad. Bras. Cienc. v. 73, n. 2, p. 287-301, 2001
- NOGUEIRA, F.C., BEZERRA, F.H.R., FUCK, R.A., Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil. Journal of Geodynamics 49, 79–91, 2010.
- NUNES, F. C. Contando histórias de Tabuleiros Costeiros: aproximações de sistemas pedológicos e geomorfológicos no Litoral Norte da Bahia. 2011. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.

- OBRUCHEV, V. The fundamental features of the kineties and plastics of Neotectonics. Inter. Geol. Congr, London Part. XIII, 1948.
- O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. GSA Bulletin, v. 87, p. 1463-1469, 1976
- PANIZZA, M. Environmental Geomorphology. Elsevier Science 288 pp. 1996
- PAVLIDES, S.B. Looking for a definition of neotectonics. Tera New. V. 1, n. 3, p. 233-235, 1989
- PEDREIRA, M. S. Complexo florestal, desenvolvimento e reconfiguração do espaço rural: o caso da Região do Extremo Sul baiano. Bahia Análise & Dados, Salvador, v.13, n.4, p.1005-1018. 2004.
- PÉREZ-PEÑA, J.V., AZAÑÓN, J.M., AZOR, A., DELGADO, J., GONZÁLEZ-LODEIRO, F. Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. Earth Surf. Process. Landf. 34, 904 16–25. 2009
- PONTE, F.C. Estudo Morfoestrutural da Bacia Sergipe-Alagoas. Bol. Tec. Petrob., 12: pp. 439-474, 1969
- POLANSKI, J. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfológica del Pleistoceno Pedemontano entre los Rios Diamante y Mendoza. Revista de la Asociación Geológica de Argentina. Tomo XVII. 284-285. 1962
- POLANSKI, J. Interpretación tectónica de la geomorfología del borde oriental de la Cordillera Frontal de Mendoza. Jornada de Geología de Argentina. Tomo II 245-246. B.A. 1963
- QUINN, P.F., BEVEN, K.J. The prediction of hillslope flow parths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. Hydrol. Process. 5, 59–79. 1991
- RAMÍREZ-HERRERA, M.T. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. Earth Surf. Process. Landf. 23, 317–332. 1998.
- REDDY, G.P.O., MAJI, A.K., GAJBHIYE, K.S. Drainage morphometry and its influence on landform characteristics in a basaltic terrain, Central India — a remote sensing and GIS approach. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 6, 1–16. 2004
- ROCKWELL, T.K., KELLER, E.A., JOHNSON, D.L. Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In: Morisawa, M., Hack, T.J. (Eds.), Tectonic Geomorphology. Publ. in Geomorphology, State University of New York, Binghamton, pp. 183–207.1984
- ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. A influência marinha nos sedimentos Barreiras. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi (Série Ciências da Terra), v.2, p. 17-29, 1990
- ROSSETTI, D. F.; GÓES, A.M. Marine influence in the Barreiras Formation, state of Alagoas, Northeastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 81, p. 741-755, 2009.

- ROSSETTI, D.F.; BEZERRA, F.H.R.; DOMINGUEZ, J.M.L. Late Oligocene-Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth Science Reviews*, v. 123, p. 87-112, 2013
- ROSSETTI, D.F., BEZERRA, F.H.R., GÓES A.M., NEVES B.B.B. Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: Evidence for paleoseismicity in a passive margin. *Sedimentary Geology* 235, 172–187. 2011
- ROCHA et al. Geologia. Projeto Porto Seguro: Santa Cruz Cabrália: programa informações para gestão territorial. Salvador: CPRM: CBPM: SEAGRI-DDF, 2000
- SAADI, A. Neotectônica dos tabuleiros litorâneos do sul do estado da Bahia. Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Anais. V.1, Belo Horizonte, SBG, p. 83.1998
- SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*, 1 (1): pp. 1-15, 1993.
- SAADI, A. Neotectônica da área dos tabuleiros do sul da Bahia. PROJETO Porto Seguro: Santa Cruz Cabrália: programa informações para gestão territorial. Salvador: CPRM: CBPM: SEAGRI-DDF, p. 40-55. 2000
- SAADI, A. et al. Neotectônica da plataforma brasileira. QUATERNÁRIO no Brasil. Ribeirão Preto: Holos, p. 211-230. 2005
- SAADI, A. & TORQUATO, J.R. Contribuição a neotectônica do estado do Ceará. *Ver. De Geologia*. 5: 5-38. 1992.
- SAATY, T.L. A scaling method for priorities in hierarchical structures. *J. Math. Psychol.* 15, 231–281. 1977
- SELEEM, T.A. Analysis and tectonic implication of DEM-derived structural lineaments. Sinai Peninsula, Egypt, *International Journal of Geosciences* 4, 183–201. 2013
- SILVA, P., GOY, J., ZAZO, C., BARDAJI, T. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology* 50, 203–225. 2003
- SILVA, T.C. & TRICART, J. Problemas do Quaternário do Litoral Sul da Bahia. SBG. Anais Cong. Bras. Geol., Camboriú, 1: pp.603-606, 1980.
- SUDENE. Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste. Folha Porto Seguro (SE-24V-B-III). Bahia, SUDENE, 1977f. Escala 1:100.000
- SUDENE. Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste. Folha Monte Pascoal (SE-24V-B-VI). Bahia, SUDENE, 1977e. Escala 1:100.000.
- SUDENE. Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste. Folha Prado (SE-24-V-DIII). Bahia, SUDENE, 1977h. Escala 1:100.000
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. The Role of Neotectonics in the Evolution of the Brazilian Coast. *Geonomos*, 4 (2): pp. 45-53, 1996

- SUGUIO, K. *Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais*, Capítulo 8, A Neotectônica e a Tectônica Quaternária. São Paulo 2010.
- SUGUIO, K.; NOGUEIRA, A. C. R. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou Grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. *Geociências*, São Paulo, v. 18, n. 2, p. 439-460, 1999.
- SUMMERFIELD, M.A. *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley & Sons 386pp. 2000
- SCHMIDT, F., PERSSON, A. Comparison of DEM data capture and topographic wetness indices. *Preci Agric* 4, 179–192. 2003
- STEWART, I. S., HANCOCK, P. L. Neotectonics. In: Hancock, P. L. (Ed.) *Continental deformation*. Pergamon Press, New York. P. 370-409. 1994
- STERNBERG, H.O. Sismicidade e morfologia na Amazônia Brasileira. *Bol. Geog.*, 214:3-26. 1953
- TOUDESCHI, V.H., ARIAN, M. Morphotectonic analysis in the Ghezel Ozan River Basin, NW Iran. *Journal of Geography and Geology* 3, 258–265. 2011
- TORQUATO, R. T.; TORQUATO, A. M. P.; MORAES, R. M. de. O graben da Fazenda Retiro Grande e outros aspectos neotectônicos na região da Praia de Redonda (Ceará). *Geonomos*, v. 4, n. 2, p. 17-21, 1997
- TRICART, J. & SILVA, T.C. *Estudos de Geomorfologia da Bahia e Sergipe*. Salvador: Fundação Desenvolvimento da Ciência na Bahia, p. 167, 1968
- TRIFONOV, V.G. Na overview of neotectonic studies. *International Geology Review*. Columbia, v.31, n.3, p.111-161.1989
- TROIANI, F., DELLA SETA, M. The use of the stream length gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: a case study from Central Italy. *Geomorphology* 102, 159–168.2008
- TSODOULOS, I.M., KOUKOUVELAS, I.K., PAVLIDES, S. Tectonic geomorphology of the easternmost extension of the Gulf of Corinth (Beotia, Central Greece). *Tectonophysics*, 211–232. 2008
- VAN DER BEEK, P., CHAMPEL, B., MUGNIER, J.L. Control of detachment dip on drainage development in regions of active fault propagation folding. *Geology* 30, 471-474. 2002
- VILAS BOAS, G. S.; SAMPAIO, F. J.; PEREIRA, A. M. S. The Barreiras Group in the northeastern coast of the State of Bahia, Brasil: depositional mechanisms and processes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 73, n. 3, p. 417-427, 2001.
- VOOGD, H. *Multicriteria Evaluation for Urban and Regional Planning*. Pion Ltd, London 367 pp. 1983
- WALLACE, R.E. Overview and recommendations. In: Wallace, R.E. (Ed.). *Active tectonics*. Washington, D.C.: National Academic Press. P3-19. 1986
- WEGMANN, E. *Lebendige tektonik eine Übersicht*. Geologische Rundschau. Berlin,

v.34, n.1. p. 4-34. 1955

WELLS, S.G., BULLARD, T.F., MENGES, T.M., DRAKE, P.G., KARAS, P.A., KELSON, K.I., RITTER, J.B., WESLING, J.R. Regional variations in tectonic geomorphology along segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology* 1, 239–265. 1988.

WU, F. SimLand: a prototype to simulate land conversion through the integrated GIS and CA with AHP-derived transition rules. *Int. J. Geogr. Inf. Sci.* 12, 63–82. 1998

ZHU, X., DALE, A.P. JavaAHP: a Web-based decision analysis tool for natural resource and environmental management. *Environ. Model. Softw.* 16, 251–26. 2001