



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO - UFPE
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS - CFCH
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS - DCG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – PPGeo

Carlos de Oliveira Bispo



**ESCALA ATUAL E PRETÉRITA NA ANÁLISE DE ESCORREGAMENTOS
TRANSLACIONAIS: modelos matemáticos e dinâmicas quaternárias na face oriental
da Chapada do Araripe, Nordeste do Brasil**

**Recife
2022**

Carlos de Oliveira Bispo

**ESCALA ATUAL E PRETÉRITA NA ANÁLISE DE ESCORREGAMENTOS
TRANSLACIONAIS: modelos matemáticos e dinâmicas quaternárias na face oriental
da Chapada do Araripe, Nordeste do Brasil**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia-UFPE, como requisito parcial para obtenção do Título de Doutor em Geografia. Área de concentração: Regionalização e Análise Regional.

Orientador: Prof. Dr. Fabrizio de Luiz Rosito Listo.

**Recife
2022**

Catálogo na fonte
Bibliotecária Valdicea Alves Silva, CRB4-1260

B622e Bispo, Carlos de Oliveira.
Escala atual e pretérita na análise de escorregamentos translacionais: modelos matemáticos e dinâmicas quaternárias na face oriental da Chapada do Araripe, Nordeste do Brasil /Carlos de Oliveira Bispo - 2022.
191 f. : il.; 30 cm.

Orientador: Prof. Dr. Fabrizio de Luiz Rosito Listo.
Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, CFCH.
Programa de Pós-graduação em Geografia, Recife, 2022.
Inclui referências e apêndice.

1. Geografia. 2. SHALSTAB. 3. AHP. 4. Cronologia - Idade da terra. 5. Região delimitada – Semiaridez – Pluviométrica. 6. Deslizamentos (Geologia). I. Listo, Fabrizio de Luiz Rosito (Orientador). II. Título.

910 CDD (22. ed.)

UFPE (BCFCH2022-071)

Carlos de Oliveira Bispo

**ESCALA ATUAL E PRETÉRITA NA ANÁLISE DE ESCORREGAMENTOS
TRANSLACIONAIS: modelos matemáticos e dinâmicas quaternárias na face oriental
da Chapada do Araripe, Nordeste do Brasil**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia-UFPE, como requisito parcial para obtenção do Título de Doutor em Geografia. Área de concentração: Regionalização e Análise Regional.

Aprovada em: 08/06/2022

BANCA EXAMINADORA

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

Prof. Dra. Déborah de Oliveira (Examinadora Externa)
Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Ranyére Silva Nóbrega (Examinador Externo)
Universidade Federal de Campina Grande

Profa. Dra. Vania Silvia Rosolen (Examinadora Externa)
Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho

Prof. Dr. Tullius Dias Nery (Examinador Externo)
Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais

**Recife
2022**

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por me guiar ao longo da grande jornada da vida neste mundo, me fazendo persistir, mesmo diante das adversidades. Finalizar esta tese de doutorado é uma grande conquista: só gratidão a todos que me auxiliaram na realização deste sonho, principalmente a todos os meus professores desde a educação infantil até a Pós-Graduação, vocês fizeram a diferença na minha vida.

Aos meus familiares pelo apoio e compreensão, especialmente aos meus pais, José de Oliveira Bispo e Olga Lúcia de Oliveira Ferro.

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Fabrizio de Luiz Rosito Listo, por contribuir para o meu desenvolvimento acadêmico e, desde antes de assumir esse papel de me orientar, sempre se mostrou solícito para me auxiliar na construção do conhecimento geográfico. Sua postura como profissional é uma inspiração para mim.

À querida Prof^a. Dr^a. Danielle Gomes da Silva Listo, por ter me acolhido com bastante paciência e zelo assim que cheguei ao PPGeo para cursar Mestrado sob sua orientação e, desde então, sempre esteve presente, inclusive contribuindo para algumas discussões nesta Tese.

Aos Professores, Dr. Nelson Ferreira Fernandes, Dr. Ranyére Silva Nóbrega, Dra. Vania Silvia Rosolen, Dr. Tullius Dias Nery, Dra. Deborah de Oliveira e Dr. Rodrigo Dutra Gomes, por terem aceitado participar da banca examinadora deste trabalho. Suas contribuições serão de relevante importância para concretização desta pesquisa.

Minha gratidão aos amigos que estiveram comigo ao longo dos últimos anos, especialmente, aos queridos do Cariri Cearense, Roberto Silva, Aurília Sousa e toda sua família que me acolheu todas às vezes que fui realizar atividades de campo. São pessoas que quero levar para vida. Gratidão aos queridos amigos Serginey Liberato, Jaciel Oliveira, pelo incentivo na minha jornada. Suas presenças foram essenciais ao longo do desenvolvimento deste trabalho.

Aos companheiros de trabalho da Escola Getúlio Vargas, principalmente, às gestoras Profa. Veridiana e Profa. Rosymeire pela compreensão e pelo incentivo para a conclusão desta tese.

Aos colegas do Grupo de Pesquisa em Geotecnologias Aplicadas a Geomorfologia de Encostas e Planícies (ENPLAGEO), coordenado pelo Prof. Fabrizio, pelas contribuições científicas. Especialmente à Bárbara Barbosa, Edwilson Santos e Fabiana Ferreira pelas trocas ao longo da pesquisa acadêmica. Agradeço também aos colegas do Grupo de Estudos em Mapeamento Geomorfológico e do Quaternário Continental (GEODEQC) coordenado pela Profa. Danielle, pelo apoio na pesquisa, especialmente, Sinara Gomes e Ítalo Arruda.

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de Doutorado, assim como, ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGEO/UFPE), pela viabilização do mesmo. Estendo estes agradecimentos à Pró-Reitoria de Pós-Graduação – PROPG/UFPE pela concessão de auxílio financeiro por meio de projetos de pesquisa aprovados para a realização de algumas etapas desta tese.

Enfim, a todos que torcem por mim, saudações geográficas!

RESUMO

Escorregamentos são processos de dinâmica natural das encostas cujos principais condicionantes são parâmetros físicos e biogeoquímicos, todavia podem ser induzidos por influência antrópica e ocorrem em uma variedade de escalas, espaciais e temporais. O mapeamento de áreas com predisposição a esses processos tem sido recomendado por órgãos governamentais e acadêmicos, em consonância com a Lei Federal n. 12.608, a qual instituiu a Política Nacional de Proteção e Defesa Civil (PNPDEC). O objetivo geral desta pesquisa consiste em avaliar a suscetibilidade atual e pretérita a escorregamentos translacionais rasos na face oriental da Chapada do Araripe, Nordeste do Brasil, por meio da modelagem matemática determinística e heurística e de métodos geocronológicos. Especificamente, objetiva-se: avaliar cicatrizes de escorregamentos atuais; comparar cenários de suscetibilidade (SHALSTAB e AHP) à ocorrência de escorregamentos; definir o melhor cenário de suscetibilidade; analisar geocronologicamente os depósitos coluviais e contextualizar a evolução morfodinâmica local em diferentes escalas de tempo. Para análise da dinâmica atual de escorregamentos em escala recente (~100 anos com variações de uso e ocupação da terra), foram utilizados dois modelos matemáticos, determinístico e heurístico, para prever os graus de suscetibilidade das encostas. Na dinâmica pretérita, empregou-se a técnica de datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), que permite alcançar uma escala temporal entre 100 anos antes do presente (A.P.) até 1Ma. Foram gerados quatro cenários de suscetibilidade (dois pelo modelo SHALSTAB e dois pelo AHP), validados a partir da sobreposição a um inventário de cicatrizes de escorregamentos para o cálculo do índice Concentração de Cicatrizes (CC) e teste de acurácia via curva ROC. Para a dinâmica pretérita foram correlacionadas datações por LOE com eventos documentados ao longo do Quaternário. Quanto aos principais resultados, o cenário de suscetibilidade que apresentou melhor acurácia foi o cenário A1 do modelo SHALSTAB. As idades datadas e os dados granulométricos demonstraram eventos de desestabilização da paisagem ocorridos, pelo menos, desde o Pleistoceno Superior com vários momentos de oscilações, entre estabilidade e instabilidade, provocadas, principalmente, pelas flutuações climáticas. Assim, por meio de análise conjunta verificou-se que a morfogênese quaternária do relevo da Chapada do Araripe advém de ciclos glaciais e mudanças paleoclimáticas associadas às latitudes tropicais, responsáveis por processos erosivos e pedogenéticos, que por sua vez, contribuíram para as diversas configurações morfológicas desde os tempos mais pretéritos ao atual. A correlação de fenômenos climáticos gera um

período de grande pluviosidade e, dessa forma, fomenta a suscetibilidade a escorregamentos translacionais.

Palavras-chave: escorregamentos; suscetibilidade; SHALSTAB; AHP; geocronologia; semiárido nordestino.

ABSTRACT

Landslides are processes of natural dynamics of slopes whose main constraints are physical and biogeochemicals parameters, however they can be induced by anthropic influence. They occur on a variety of scales, both spatial and temporal. The mapping of areas prone to these processes has been recommended by government and academic bodies, in line with Federal Law n. 12,608, which instituted the National Civil Defense and Protection Policy (PNPDEC). The general objective of this research is to evaluate the current and past susceptibility to shallow translational landslides on the eastern face of Chapada do Araripe, Northeastern Brazil, through deterministic and heuristic mathematical modeling and geochronological methods. Specifically, it aims to: assess scars from current landslides; to compare susceptibility scenarios (SHALSTAB and AHP) to the occurrence of landslides; define the best susceptibility scenario; analyze geochronologically the colluvial deposits and contextualize the local morphodynamic evolution in different time scales. To analyze the current dynamics of landslides on a recent scale (~100 years with variations in land use and occupation), two mathematical models, deterministic and heuristic, were used to predict the susceptibility degrees of slopes. In the past dynamics, the Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating technique was used, which allows reaching a time scale between 100 years before the present (B.P.) to 1 million years. Four susceptibility scenarios were generated (two by the SHALSTAB model and two by the AHP), validated by superimposing an inventory of landslide scars to calculate the Scar Concentration Index and accuracy test via ROC curve. For the past dynamics, OSL datings were correlated with events documented throughout the Quaternary. As for the main results, the susceptibility scenario that presented the best accuracy was the A1 scenario of the SHALSTAB model. The dated ages and granulometric data showed landscape destabilization events that occurred, at least, since the Upper Pleistocene, with several moments of oscillations, between stability and instability, caused mainly by climatic fluctuations. Thus, through joint analysis, it was verified that the quaternary morphogenesis of the Chapada do Araripe relief comes from glacial cycles and paleoclimatic changes associated with tropical latitudes, responsible for erosive and pedogenetic processes, which in turn contributed to the different morphological configurations from past times to the present. The correlation of climatic phenomena generates a period of high rainfall and, thus, promotes susceptibility to translational landslides.

Keywords: landslides; susceptibility; SHALSTAB; AHP; geochronology; northeastern semiarid.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Cicatrizes de escorregamentos na escarpa a barlavento da Chapada do Araripe voltada para a zona urbana do município do Crato/CE.	23
Figura 2 - Escorregamento rotacional em talude de corte (trecho da BR-101 - PE).	28
Figura 3 - Área atingida por escorregamentos translacionais na Chapada do Araripe (setas).	28
Figura 4 - Exemplo de Escorregamento em cunha (município de Quipapá - PE).	29
Figura 5 - Tubos PVC introduzidos em perfil para coleta de amostra para datação por LOE em colúvio na Chapada do Araripe (setas). O sedimento coletado não deve ser exposto à luz para evitar o seu “zeramento”	33
Figura 6 - Suscetibilidade a escorregamentos no território brasileiro. A seta preta destaca tal suscetibilidade no Estado do Ceará.	35
Figura 7 - Mortes por escorregamentos no Brasil (1988 até Março de 2020). Observa-se que o ano de 2011 apresenta um pico elevado, aproximando-se de 1000 mortes, devido os eventos na Serra Fluminense/RJ.	36
Figura 8 - Mapa dos enclaves úmidos e subúmidos do Nordeste brasileiro, com destaque à Chapada do Araripe.	37
Figura 9 - Movimentos de massa (escorregamentos e quedas de blocos) em rodovia localizada no Distrito de Belmonte/Crato no sopé da Chapada do Araripe.	38
Figura 10 - Mapa de ocorrências de escorregamentos para o Estado de Pernambuco, no qual, para a região semiárida, destaca-se a ocorrência de processos no flanco sul da chapada do Araripe (quadrante vermelho) no município de Exú (semiárido pernambucano).	39
Figura 11 - Representação dos parâmetros utilizados por O'loughlin (1986) para calcular a umidade relativa, na qual, (<i>a</i>) representa a área de contribuição a montante em m ² , (<i>b</i>) representa o comprimento do limite inferior de cada elemento em metros e (<i>q</i>) equivale a taxa de recarga uniforme (chuva m/dia).	44
Figura 12 - Representação do Modelo (Talude Infinito), onde: <i>p</i> = peso do bloco (kg); <i>z</i> = espessura vertical do solo (m); <i>h</i> = altura da coluna d'água no subsolo (m); <i>l</i> = comprimento do bloco (m); <i>θ</i> = inclinação da encosta (grau); <i>μ</i> = poro-pressão e <i>σ</i> = tensão Normal (kPa).	45
Figura 13 - Exemplo do modelo SHALSTAB em sete classes para a bacia do Rio dos Cedros/SC, na qual, as áreas mais instáveis são apresentadas pela classe Incondicionalmente Instável. ..	47
Figura 14 - Exemplo da primeira aplicação do SHALSTAB na bacia hidrográfica <i>Mettman Ridge</i> - Oregon nos EUA.	49
Figura 15 - Exemplo de mapa de suscetibilidade a escorregamentos, obtido pelo método AHP aplicado no Bairro Cidade Nova, Aracaju – SE, Brasil.	58
Figura 16 - Localização da Chapada do Araripe, semiárido nordestino.	62
Figura 17 – Localização da área de estudo (recorte escalar) inserido na Chapada do Araripe.	63
Figura 18 - Modelo tridimensional (exagero vertical de 4x) da área de estudo, no qual se observa que a escarpa foi bastante atingida por escorregamentos e topo tabular com ausencia de processos, devido sua forma plana (A) e Cicatrizes de escorregamentos na escarpa (o retângulo amarelo em A indica o local aproximado da captura da imagem) (B).	63

Figura 19 – Bloco diagrama indicando o perfil das unidades litoestratigráficas da Bacia Sedimentar do Araripe.	65
Figura 20 - Mapa geológico (unidades litoestratigráficas) da área de estudo.	66
Figura 21 – Mapa de ângulo da encosta da área de estudo.	68
Figura 22 - Topo conservado e escarpa rochosa do Araripe modelada no arenito Exu.	69
Figura 23 - Mapa Geomorfológico da área de estudo.	70
Figura 24 - Mapa de curvatura (em planta e em perfil) da área de estudo (A), detalhe indicando a região da escarpa rochosa com perfis convexos (vermelho) e côncavos (verde) (B).	71
Figura 25 - Mapa pedológico da área de estudo.	73
Figura 26 - Mapa de aspecto da área de estudo.	75
Figura 27 - Mapa hidrográfico da área de estudo.	76
Figura 28 - Distribuição da precipitação no município do Crato (1974-2019).	77
Figura 29 - Mapa pluviométrico (especializado) da área de estudo.	79
Figura 30 - Vista parcial da Chapada do Araripe com suas escarpas festonadas, na qual, as setas vermelhas mostram equipamentos contrutivos muito próximos ao sopé da chapada.	80
Figura 31 - Mapa de uso da terra da área de estudo.	81
Figura 32 - Aspecto da vegetação denominada de Cerradão embasada sobre o arenito Exu na Chapada do Araripe.	82
Figura 33 - Área de cultivo agrícola no município do Crato – CE.	83
Figura 34 - Diagrama das etapas metodológicas da pesquisa (materiais e métodos).	84
Figura 35 - Exemplo de caixa de diálogo aberta ao utilizar a ferramenta ASA – infinitas direções com campos específicos para inserção dos dados de entrada.	85
Figura 36 - Modelo Digital do Terreno utilizado (A) e mapa de ângulo da encosta (B) da área de estudo.	86
Figura 37 - Mapa de Direção de fluxos (A) e de Área de contribuição (B) utilizados.	87
Figura 38 - Exemplo de tabela de atributo no <i>ArcGIS</i> com dados da camada geotécnica e os valores dos parâmetros de entrada do SHALSTAB em cada coluna na ferramenta ASA.	88
Figura 39- Exemplo de polígonos de <i>Thiessen</i> simulando a espacialização das camadas geotécnicas para a área de estudo.	88
Figura 40 - Mapa de compartimentação geomorfológica e localização do ponto de coleta para Ensaio de Cisalhamento Direto.	89
Figura 41 - Localização dos oito postos pluviométricos ativos em 2021, próximos a área de estudo utilizados como fonte de dados para o mapa pluviométrico.	92
Figura 42 - Exemplo de delimitação de cicatrizes de escorregamentos na forma de polígonos (vetorização) no <i>Google Earth Pro</i> . Verifica-se que as mesmas foram vetorizadas somente em sua área de ruptura visando-se avaliar a causa real dos escorregamentos no momento da sobreposição com os mapeamentos temáticos.	98

Figura 43 - Visão geral do planejamento de voo com algumas áreas para captura de imagens com veículo aéreo não tripulado na área de estudo.	99
Figura 44 - Exemplo de apresentação do gráfico da curva ROC.	101
Figura 45 - Mapa de compartimentação geomorfológica e localização dos pontos de coleta.	102
Figura 46 - A) Tubos inseridos no perfil 1 (P1C1 e P1C2 com 45 cm e 95 cm de profundidade, respectivamente) destaca-se a linha de seixos rolados (contorno em vermelho). B) Tubos inseridos no perfil 2 (P2C1 e P2C2 com 230 cm e 370 cm de profundidade, respectivamente).	103
Figura 47 - A) Procedimento de coleta para granulometria. B) Amostras armazenadas (granulometria em sacos transparentes e LOE em canos pretos).	104
Figura 48 - Exemplo de curva de calibração obtida por meio do protocolo SAR. Utiliza-se o valor da taxa $L_n \setminus T_n$ (a luminescência natural contida na amostra pela luminescência teste), para encontrar o valor da dose acumulada natural no cristal, D_e	106
Figura 49 – A) Pesagem de uma das amostras representativas pós quarteamento. B) Preparação para peneiramento da amostra no <i>ro-tap</i>	106
Figura 50 – Mapa de inventário de Cicatrizes de Escorregamentos. Destaque para cicatrizes inventariadas (imagem de satélite no canto inferior direito).	110
Figura 51 - Presença de cicatrizes de escorregamentos na região de escarpa da área de estudo.....	111
Figura 52 – Exemplo de cicatriz de escorregamento no setor sudeste da área de estudo, nas proximidades do bairro Granjeiro, Crato-CE.	111
Figura 53 - Distribuição das cicatrizes dos escorregamentos mapeados (eixo x) em relação à área ocupada por cada uma (eixo y).	112
Figura 54 - Recorte do inventário de cicatrizes sob uma imagem de satélite da área de estudo. Os retângulos amarelo e azul representam a menor e a maior cicatriz mapeada, respectivamente.	113
Figura 55 - Mosaico (fotografias obtidas via VANT) detalhando algumas cicatrizes observadas ao longo da Chapada do Araripe (setas).	113
Figura 56 - Mapa de Ângulo da encosta e cicatrizes de escorregamentos.	116
Figura 57 - Índices de Frequência de Distribuição (FD) e Concentração de Cicatrizes (CC) em relação ao ângulo da encosta.	117
Figura 58 - Cicatrizes localizadas em relevo íngreme na Chapada do Araripe.....	117
Figura 59 - Mapa de curvatura (planta/perfil) e cicatrizes de escorregamentos. Recorte destacando essas formas (canto inferior direito).	120
Figura 60 - Índices de Frequência de Distribuição (FD) e Concentração de Cicatrizes (CC) em relação à curvatura.	121
Figura 61 - Exemplo de cicatrizes em encostas côncavas no setor leste da área de estudo (próximo ao sítio Belmonte).....	121
Figura 62 – Mapa de aspecto das encostas e cicatrizes de escorregamentos. Recorte detalhando tais orientações (canto inferior direito).	123

Figura 63 - Índices de Frequência de Distribuição (FD) e Concentração de Cicatrizes (CC) em relação ao aspecto.....	124
Figura 64 - Exemplo de cicatrizes em encostas orientadas a leste (por trás do bairro Granjeiro). Polígonos em vermelho detalhando as cicatrizes de escorregamentos.....	124
Figura 65 – Mapa de Área de Contribuição e cicatrizes de escorregamentos.....	126
Figura 66 - Índices de Frequência de Distribuição (FD) e Concentração de Cicatrizes (CC) em relação à área de contribuição.....	127
Figura 67 - Exemplo de cicatriz de escorregamento na classe 10 m ² – 100 m ² (maior CC).....	127
Figura 68 - Mapa de Geologia/Unidades Litoestratigráficas e cicatrizes de escorregamentos.....	129
Figura 69 - Índices de Frequência de Distribuição (FD) e Concentração de Cicatrizes (CC) em relação à geologia.....	130
Figura 70 - Exemplo da litologia da Formação Exu (arenitos) exposta em corte de estrada no interior da Chapada do Araripe.....	130
Figura 71 - Mapa de Solos e cicatrizes de escorregamentos.....	132
Figura 72 - Índices de Frequência de Distribuição (FD) e Concentração de Cicatrizes (CC) em relação aos solos.....	133
Figura 73 – Perfil de Latossolo com horizonte A húmico enterrado sobre o platô da Chapada do Araripe, no município do Crato.....	133
Figura 74 - Mapa de Pluviosidade e cicatrizes de escorregamentos.....	135
Figura 75 - Índices de Frequência de Distribuição (FD) e Concentração de Cicatrizes (CC) em relação à pluviosidade.....	136
Figura 76 – Exemplo de cicatriz de escorregamento no setor sudeste da Chapada do Araripe. O setor sudeste concentra os maiores índices de chuva conforme o mapa de pluviosidade.....	136
Figura 77 - Mapa de suscetibilidade simulado pelo modelo SHALSTAB no cenário A1.....	139
Figura 78 - Índices FD e CC do cenário A1 (SHALSTAB).....	140
Figura 79 - Mapa de suscetibilidade simulado pelo modelo SHALSTAB no cenário A2.....	142
Figura 80 - Índices FD e CC do cenário A2 (SHALSTAB).....	143
Figura 81 - Comparativo entre as FD dos cenários A1 e A2 (SHALSTAB).....	143
Figura 82 - Comparativo entre as CC dos cenários A1 e A2 (SHALSTAB).....	144
Figura 83 - Mapa de Suscetibilidade (cenário B1).....	146
Figura 84 - Índices FD e CC do cenário B1 (AHP).....	147
Figura 85 - Mapa de Suscetibilidade (cenário B2).....	149
Figura 86 - Índices FD e CC do cenário B2 (AHP).....	150
Figura 87 - Comparativo entre as FD dos cenários B1 e B2 (AHP).....	150
Figura 88 - Comparativo entre as CC dos cenários B1 e B2 (AHP).....	151
Figura 89 - Comparativo entre as CC dos cenários A1, A2, B1 e B2.....	152

Figura 90 - Curva ROC dos cenários de suscetibilidade (A1, A2, B1 e B2). Destaca-se o desempenho da curva laranja (cenário A1).....	153
Figura 91 - (A) Melhor cenário de suscetibilidade a escorregamentos gerado pelo modelo SHALTAB na área de estudo (cenário A1); (B e C) Exemplos de cicatrizes de escorregamentos translacionais previstas pelo modelo em classes de alta suscetibilidade, indicando o sucesso da previsão realizada.	154
Figura 92 - Classificação textural em porcentagem de Cascalho, Areia, Silte e Argila das amostras dos perfis 1 e 2.	156
Figura 93 - Diagramas de Shepard quanto à classificação sedimentar das amostras analisadas para o perfil coluvionar 1.....	157
Figura 94 - Diagramas hidrodinâmicos de Pejrup do perfil coluvionar 1.	158
Figura 95 - Diagramas de Shepard quanto à classificação sedimentar das amostras analisadas para o perfil coluvionar 2.....	159
Figura 96 - Diagramas hidrodinâmicos de Pejrup do perfil coluvionar 2.	160
Figura 97 - Perfil coluvionar P1.....	162
Figura 98 - Curva de paleotemperatura Perfil P1.....	164
Figura 99 - Perfil coluvionar P2.....	165
Figura 100 - Curva de paleotemperatura Perfil P2.....	167
Figura 101 - Datações realizadas no município do Crato – CE a partir de coletas realizadas nesta pesquisa e a partir de dados da literatura (Lima e Correa, 2018).....	169

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Matriz quadrada de correlação pareada para aquisição da importância relativa de cada critério.....	56
Quadro 2 - Matriz de Normalização dos critérios para aquisição do peso de cada critério.	56
Quadro 3 - Dados de entrada do modelo conforme a extensão ASA.....	85

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Classes de estabilidade do modelo SHALSTAB.	47
Tabela 2 – Seleção de trabalhos exitosos que utilizaram o modelo SHALSTAB para previsão de escorregamentos translacionais, seus parâmetros e índices de acerto.	51
Tabela 3 - Valores de IR em função da ordem da matriz quadrada.	57
Tabela 4 - Seleção de trabalhos exitosos que utilizaram o modelo AHP para previsão de escorregamentos, seus parâmetros e índices de acerto.	61
Tabela 5 - Cenários de suscetibilidade (modelo SHALSTAB).....	91
Tabela 6 - Classificação do grau de suscetibilidade para o critério Geologia.....	93
Tabela 7 - Classificação do grau de suscetibilidade para o critério Solos.....	94
Tabela 8 - Classificação do grau de suscetibilidade para o critério Ângulo da encosta.....	94
Tabela 9 - Classificação do grau de suscetibilidade para o critério pluviosidade.	95
Tabela 10 - Escala Fundamental da AHP.....	95
Tabela 11 - Matriz quadrada de correlação pareada do cenário B1.	96
Tabela 12 - Matriz quadrada de correlação pareada do cenário B2.	96
Tabela 13 - Matriz de Normalização dos critérios do cenário B1.....	96
Tabela 14 - Matriz de Normalização dos critérios do cenário B2.....	97
Tabela 15 - Pesos do cenário B1 e B2 por ordem de importância (hierarquização).	97
Tabela 16 - Escala quantitativa para descrição do grau de seleção.....	107
Tabela 17 - Escala quantitativa para descrição do grau de assimetria.	107
Tabela 18 - Escala quantitativa para classificação dos valores de curtose.....	108
Tabela 19 - Classificação das amostras processadas conforme Folk e Ward (1957).	156
Tabela 20 - Idades das amostras e informações da datação por LOE.	161

LISTA DE SIGLAS

AHP -	Processo Analítico Hierárquico
ASTM -	American Society for Testing and Materials.
CPRM -	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CCMs -	Complexos Convectivos de Meso-Escala
EMBRAPA -	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ENOS -	El Niño Oscilação Sul
FS -	Fator de Segurança
FUNCEME -	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
IBGE -	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IC -	Índice de Consistência
IMA -	Instituto do Meio Ambiente de Alagoas
INPE -	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPT -	Instituto de Pesquisas Tecnológicas
IR -	Índice Randômico
MDT -	Modelo Digital do Terreno
PNPDEC -	Política Nacional de Proteção e Defesa Civil
SHALSTAB -	Shallow Landslide Stability Method
SIG -	Sistema de Informações Geográficas
SINMAP -	Stability Index Mapping
SRTM -	Shuttle Radar Topography Mission
TRIGRS -	Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope Statability Model
RC -	Razão de Consistência
ROC -	Receiver Operating Characteristic
SIG -	Sistema de Informação Geográfica
VANT -	Veículo aéreo não tripulado
UGI -	União Geográfica Internacional
UTM -	Universal Tranverse Mercator
ZCIT -	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

C' = Coesão efetiva (kPa)

μ = poro-pressão

a = área de contribuição (m²)

b = comprimento de contorno unitário (m)

e = espessura perpendicular do solo (m)

g = aceleração da gravidade (m/s²)

h = altura da coluna da água (m)

i = gradiente hidráulico (m/min)

K = coeficiente de permeabilidade (m/dia)

L = comprimento do bloco (m)

P = peso do bloco (kg)

Q = chuva crítica necessária para a ruptura (m/dia)

q = intensidade da chuva (mm)

Q = precipitação (mm)

Q_e = quantidade de água total que entra na camada de solo (m³/dia)

Q_s = quantidade de água que sai da camada de solo saturado (m³/dia)

T = transmissividade do solo (m²/dia)

z = espessura do solo (m)

θ = ângulo da encosta (grau)

σ = tensão normal (kPa)

Φ = ângulo de atrito interno do solo (grau)

ρ_s = massa específica do solo (kg/m³)

ρ_w = massa específica da água (kg/m³)

σ = tensão Normal (kPa)

τ = tensão tangencial (kPa)

Sumário

1	INTRODUÇÃO	21
1.1	Justificativas	23
1.2	Hipótese e Objetivos	24
2	EMBASAMENTO TEÓRICO-CONCEITUAL	26
2.1	Dinâmica quaternária e evolução de paisagens por movimentos de massa	26
2.2	Luminescência Oticamente Estimulada (LOE)	31
2.3	Escorregamentos no semiárido: fatores condicionantes, escala pretérita e atual	34
2.4	Métodos de mapeamento de suscetibilidade	41
2.5	Modelo SHALSTAB: conceituação e aplicações	43
2.6	Modelo AHP: conceituação e aplicações	54
3	A CHAPADA DO ARARIPE NO CONTEXTO DO SEMIÁRIDO NORDESTINO BRASILEIRO: CARACTERIZAÇÃO	62
3.1	Meio Físico	64
3.2	Meio Antrópico	80
4	PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS (MATERIAIS e MÉTODOS)	84
4.1	Parâmetros e cenários de suscetibilidade do Modelo SHALSTAB	84
4.1.1	Elaboração dos mapas base (parâmetros topográficos – cenários A1 e A2).....	86
4.2	Parâmetros e cenários de suscetibilidade do Modelo AHP	91
4.2.1	Grau de Suscetibilidade (mapas base, cenários B1 e B2)	92
4.2.2	Cenários B1 e B2 (Definição dos pesos AHP).....	95
4.3	Inventário de Escorregamentos e Validações	97
4.4	Datação por Luminescência Oticamente Estimulada (LOE) e Análise Granulométrica .	102
4.5	Análise comparativa (dinâmica atual e dinâmica pretérita)	108
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	109
5.1	Inventário de cicatrizes de escorregamentos e análises de fatores condicionantes	109
5.1.1	Análises de fatores condicionantes - Ângulo da encosta.....	114
5.1.2	Análises de fatores condicionantes - Curvatura	118
5.1.3	Análises de fatores condicionantes - Aspecto	122
5.1.4	Análises de fatores condicionantes - Área de contribuição.....	125
5.1.5	Análises de fatores condicionantes - Geologia.....	128
5.1.6	Análises de fatores condicionantes - Solos	131
5.1.7	Análises de fatores condicionantes - Pluviosidade.....	134
5.2	Mapas de suscetibilidade - Modelo SHALSTAB	137
5.2.1	Cenário A1 e validações.....	137

5.2.2 Cenário A2 e validações.....	140
5.3 Mapas de suscetibilidade - Modelo AHP.....	145
5.3.1 Cenário B1 e validações.....	145
5.3.2 Cenário B2 e validações.....	147
5.4 Melhor cenário de suscetibilidade	152
5.5 Análise sedimentológica dos depósitos de encosta.....	155
5.5.1 Análise granulométrica	155
5.5.2 Cronologia dos sedimentos por Luminescência Opticamente Estimada (LOE)	161
5.5.3 Colúvio P1.....	162
5.5.4 Colúvio P2.....	165
5.5.5 Correlação com outros dados geocronológicos para a área de estudo	167
5.6 Análise conjunta (escala atual e pretérita).....	170
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS	173
REFERÊNCIAS	176
APÊNDICE.....	191

1 INTRODUÇÃO

Escorregamentos estão relacionados à evolução morfológica natural das encostas, contudo podem ser amplificados pela ocupação inadequada de áreas suscetíveis a movimentos de massa. Em linhas gerais, caracterizam-se como movimentos rápidos, de curta duração, com velocidades variáveis e planos de ruptura bem definidos entre o material deslizado e o não movimentado, podendo assumir geometria rotacional, translacional ou em cunha (ZÁRUBA e MENCL, 1969; GUIDICINI; NIEBLE, 1984; SELBY, 1993; FERNANDES e AMARAL, 1996; HIGHLAND; BOBROWSKY, 2008).

Tais processos provocam, recorrentemente, muitos problemas, cuja dinâmica pode ocasionar em desastres incorrendo em impactos danosos nas esferas sociais, ambientais e econômicas (SIDLE; PEARCE; O'LOUGHLIN; 1985; AYALA, 2002). O conhecimento prévio da suscetibilidade dos terrenos é de grande relevância aos gestores públicos, contribuindo para o planejamento do uso e ocupação da terra, controle da expansão urbana, avaliação de cenários potenciais de riscos, monitoramentos, entre outros (GAO, 1993; VAN WESTEN *et al.*, 2008).

O mapeamento de áreas com predisposição à ocorrência de escorregamentos tem sido recomendado por órgãos governamentais e acadêmicos, em consonância com a Lei Federal nº 12.608 (BRASIL, 2012), a qual instituiu a Política Nacional de Proteção e Defesa Civil (PNPDEC). A lei autorizou a criação de sistemas de informações, de alertas e de monitoramento de processos, tendo como principal foco contribuir para a prevenção e a redução de desastres, incentivando o planejamento territorial. Visando complementar a PNPDEC, aprovou-se o decreto nº 10.692/2021, instituindo-se o cadastro nacional de municípios com áreas suscetíveis à ocorrência de deslizamentos de grande impacto, inundações bruscas ou processos geológicos ou hidrológicos correlatos (BRASIL, 2021).

A suscetibilidade indica o potencial de ocorrência de processos naturais em uma dada área, expressando-se segundo classes de probabilidade de ocorrência, ou ainda, a propensão ao seu desenvolvimento em uma dada área (FEEL *et al.*, 2008). Cartas de suscetibilidade consideram que a ocorrência de escorregamentos pode ser analisada por meio de fatores condicionantes intrínsecos à natureza dos terrenos (LISTO; VIEIRA, 2012; BRITO; WEBER; SILVA FILHO, 2017).

Para análise da dinâmica atual de escorregamentos existem diversos modelos, tais como os determinísticos e os heurísticos, que visam à previsão dos graus de suscetibilidade das encostas. Dos modelos matemáticos, destacam-se o SHALSTAB (*Shallow Landslide Stability*)

(MONTGOMERY e DIETRICH, 1994); o SINMAP (*Stability Index Mapping*) (PACK *et al.*, 1998) e o TRIGRS (*Transient Rainfall Infiltration and Grid-based Regional*) (IVERSON, 2000 e BAUM *et al.*, 2002). Estes possuem como base modelos de estabilidade e hidrológicos, considerando informações geotécnicas e hidrológicas das encostas. Buscam, com base em leis físicas, diminuir a subjetividade na análise de rupturas, quantificando os graus de suscetibilidade em valores absolutos, por meio do cálculo do Fator de Segurança (FS) (BISHOP; STEVENS, 1974; VIEIRA *et al.*, 2018).

Dos métodos heurísticos, o modelo AHP (*Analytic Hierarchy Process*), desenvolvido por Saaty (1991), mas utilizado, a priori, na resolução de problemas de rotinas corporativas, no início do século XXI passou a ganhar destaque na área das ciências ambientais, sendo aplicado para mapeamentos de suscetibilidade a escorregamentos, apresentando resultados com excelente precisão (BARREDO, 2000; AYALEW *et al.*, 2005; REIS *et al.*, 2012; VANACÔR e ROLIM, 2012; SHAHABI *et al.*, 2014; KUMAR *et al.*, 2015; PRADHAN e KIM, 2016; NUNES *et al.*, 2016; BRITO; WEBER; SILVA FILHO, 2017; MORAGUES *et al.*, 2021). O modelo AHP calcula a probabilidade de escorregamentos por meio da análise multicritério, na qual, a partir de uma base matemática, organiza e avalia a importância relativa e hierarquizada de fatores condicionantes, checando-se a consistência dos pesos atribuídos.

Escorregamentos podem ter origem atual e pretérita e sua ocorrência deixa evidências marcadas na paisagem (cicatrices) (GUZZETI, *et al.*, 2012). Entende-se, assim, que os processos de evolução da paisagem variam de acordo com as características ambientais de cada região, além das diversas formas de uso e ocupação da terra. Nesse contexto, de acordo com Schumm e Lichty (1965) nas diversas abordagens geomorfológicas, a escala de tempo pode ser dividida em três intervalos: geológico (10^5 anos), moderno (10^2 anos) e recente.

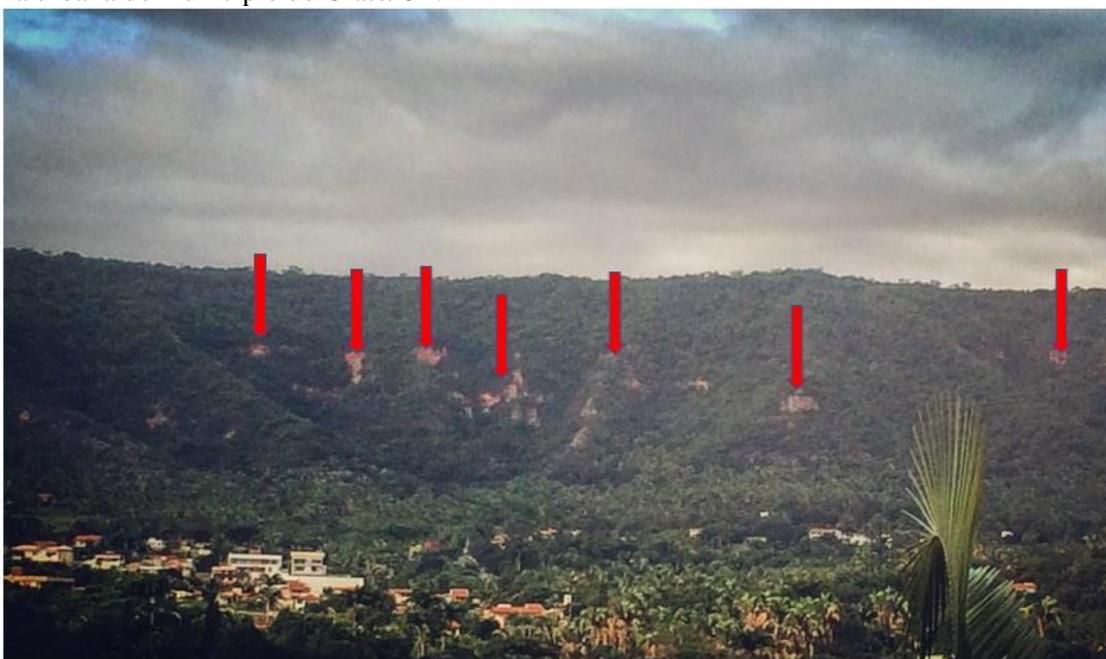
As datações absolutas por luminescência de minerais constituem métodos geocronológicos de determinação da ocorrência de eventos geomorfológicos com uma abrangência temporal entre 100 antes do presente (A.P) até 1Ma. Dessa forma, tal técnica possibilita a compreensão da dinâmica geomorfológica da área de estudo (AITKEN, 1998; CORRÊA, 2001; SALLUN, *et al.*; 2007).

Apesar de se localizar no semiárido nordestino brasileiro, cujos índices pluviométricos são mais escassos em comparação com os ambientes úmidos, a Chapada do Araripe constitui-se num planalto sedimentar com média de 900 m de altitude, configurando-se como um ambiente de exceção (MORALES e ASSINE, 2015). Trata-se de um dos relevos de maior expressão altimétrica do semiárido brasileiro, cuja borda oriental possui faces a barlavento,

reconhecida como brejos de altitude, com precipitação acima dos 1000 mm e cobertura vegetal com portes arbóreos.

Assim, existe a formação de espessos mantos de intemperismo e solos mais desenvolvidos nas encostas, além de depósitos coluvionares, mais incoesos e com redução de estabilidade. Dessa forma, tal região resulta de uma dinâmica isolada, com destaque à sua influência hipsométrica e pluviométrica, neste caso, sobretudo pela ação da ZCIT - Zona de Convergência Intertropical, dando condições para a ocorrência de escorregamentos, inclusive em uma escala de tempo atual (Figura 1).

Figura 1 - Cicatrizes de escorregamentos na escarpa a barlavento da Chapada do Araripe voltada para a zona urbana do município do Crato/CE.



Fonte: Autor (2018).

1.1 Justificativas

Embora existam muitos trabalhos de natureza ambiental realizados na região do Cariri Cearense, onde se localiza a Chapada do Araripe a barlavento (ex. MENDONÇA *et al.*, 2004; RIBEIRO, 2012; LIMA, 2015, entre outros) não foram identificadas pesquisas anteriores que abordem diretamente a aplicação de modelos matemáticos em bases físicas e/ou comparativos com modelos heurísticos para a previsão de escorregamentos na referida Chapada. Nesse contexto, compreender os processos morfodinâmicos atuais e pretéritos da paisagem é essencial

para o melhor planejamento do uso da terra, além da identificação de possíveis áreas de perigo para a ocupação.

A escarpa NE da Chapada do Araripe foi selecionada como recorte escalar, tendo em vista a ocorrência de escorregamentos translacionais rasos, além do fato de suas escostas estarem voltadas para o município do Crato-CE, um dos mais importantes economicamente da região.

Ressalta-se ainda a presença de ocupações à jusante da Chapada, cujo conhecimento da suscetibilidade é fundamental para a previsão de processos que podem causar situações de riscos. Deve-se também considerar a necessidade do entendimento da dinâmica de escorregamentos translacionais rasos em bacias sedimentares e em ambientes semiáridos, ainda que com características subúmidas, justificando a aplicação de modelos matemáticos preditivos. Ao mesmo tempo, a correlação com dados geocronológicos é oportuna, visando-se compreender a temporalidade de desestabilizações ao longo do tempo.

Sob esse cenário, esta pesquisa visa fornecer contribuições técnico-científicas sobre os elementos que compõem a paisagem da Chapada do Araripe, aprofundando o conhecimento sobre a influência dos condicionantes geológico-geomorfológicos na evolução da paisagem da região, assim como, contribuir para o avanço do uso de modelos matemáticos aplicados a escorregamentos translacionais. Assim, a pergunta central que orienta a tese fundamenta-se na seguinte questão: como a dinâmica geomorfológica, atual e pretérita, tem afetado a suscetibilidade aos escorregamentos translacionais rasos na face oriental da Chapada do Araripe?

1.2 Hipótese e Objetivos

Ao se entender que os processos de evolução da paisagem variam de acordo com as características ambientais de cada região, além das diversas formas de uso e ocupação da terra, a hipótese da presente pesquisa considera que a suscetibilidade a escorregamentos rasos na face oriental da Chapada do Araripe não é exclusiva de dinâmicas atuais, mas advém de mudanças ambientais desde o Pleistoceno médio, com provável diminuição de corridas de detritos no Holoceno Superior.

Diante do exposto, a pesquisa ora apresentada tem como **objetivo geral avaliar a suscetibilidade atual e pretérita a escorregamentos translacionais rasos na face oriental da Chapada do Araripe, Nordeste do Brasil, por meio da modelagem matemática determinística e heurística e de método geocronológico.**

Especificamente, objetiva-se:

- a)** Avaliar a distribuição das cicatrizes de escorregamentos;
- b)** Avaliar os fatores condicionantes dos escorregamentos;
- c)** Avaliar cenários de suscetibilidade;
- d)** Analisar geocronologicamente os depósitos coluviais e;
- e)** Analisar a evolução morfodinâmica local em diferentes escalas de tempo.

2 EMBASAMENTO TEÓRICO-CONCEITUAL

O embasamento teórico-conceitual desta pesquisa está disposto nos seguintes subcapítulos: **(2.1)** Dinâmica quaternária e evolução de paisagens por movimentos de massa; **(2.2)** Luminescência Oticamente Estimulada (LOE); **(2.3)** Escorregamentos no semiárido nordestino: escala pretérita e atual; **(2.4)** Métodos de mapeamento de suscetibilidade; **(2.5)** Modelo SHALSTAB: conceituação e aplicações e; **(2.6)** Modelo AHP: conceituação e aplicações.

2.1 Dinâmica quaternária e evolução de paisagens por movimentos de massa

Movimentos de massa configuram-se como um dos mais importantes modeladores da paisagem. Trata-se de processos inerentes à dinâmica do relevo, responsáveis por envolver um volume de solo e/ou rocha que se deslocam em conjunto, mas que podem causar grandes danos socioeconômicos e perdas de vidas quando em desequilíbrio (SOETERS e VAN WESTEN, 1996; TOMINAGA; SANTORO; AMARAL, 2009).

São classificados de acordo com o material envolvido, o tipo de mecânica e a velocidade de movimentação. Constituem-se no deslocamento de solo e rocha encosta abaixo sob a influência da gravidade, sendo desencadeados pela interferência direta de outros meios ou agentes independentes como água, gelo ou ar (GUIDICINI e NIEBLE, 1984; VARNES, 1984; AUGUSTO FILHO, 1992; SELBY, 1993).

Devido à grande variedade de materiais e de processos envolvidos, a classificação dos movimentos de massa é complexa. Por isso, há muitos conceitos e terminologias adotadas por diferentes autores para determinarem tais processos e suas formas de classificações. No cenário internacional, podem-se citar classificações desenvolvidas por Varnes (1984), Crozier (1986) e Selby (1993). Nacionalmente, a mais difundida é a classificação utilizada pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), de Augusto Filho (1992).

Com isso, dentre as várias conceituações, a presente tese adotará a classificação já consagrada de Augusto Filho (1992), que por sua vez, consiste numa adaptação das classificações propostas por Varnes (1984) e Selby (1993), subdividindo-os em quatro tipologias: rastejos (*creep*), quedas (*falls*), corridas (*flows*) e escorregamentos (*slides*). Cada um deles é classificado de acordo com a cinemática do movimento, o tipo de material e a sua geometria.

Nessa classificação, os **escorregamentos**, em linhas gerais, são movimentos rápidos, de curta duração, com velocidades de metros por hora a metros por segundo. Apresentam planos de ruptura bem definidos entre o material deslizado e o não movimentado (TERZAGHI e PECK 1967; GUIDICINI e NIEBLE, 1984; MONTGOMERY, 1992).

Cada tipo de escorregamento é definido em função da forma e do tamanho, bem como pelo tipo de material (solo ou rocha) que foi mobilizado, podendo assumir geometria **rotacional**, **translacional** ou em formato de **cunha** (AUGUSTO FILHO, 1992, FERNANDES e AMARAL, 1996).

Apresentam rupturas do terreno, geralmente, bem definidas quanto ao seu volume, cujo centro de gravidade se desloca para baixo e para fora da encosta, apresentando poucos planos de deslocamento externo (GUIDICINI e NIEBLE, 1984; AUGUSTO FILHO, 1992). Conforme Terzaghi e Peck (1967), a velocidade de um escorregamento cresce de quase zero a mais ou menos 0,30 m por hora, decrescendo até estabilizar, podendo, também, atingir velocidades maiores, de alguns metros por segundo.

De Ploey e Cruz (1979) afirmam que umas das principais causas para a alteração do equilíbrio das encostas acontecem quando a água diminui o valor da coesão e, conseqüentemente, a resistência às tensões de cisalhamento. Nesse mesmo sentido, Montgomery (1992) assevera que os escorregamentos ocorrem essencialmente quando as forças de tração, dadas pela gravidade atuando na inclinação do terreno, superam as forças de resistência, principalmente, as forças de atrito.

Os escorregamentos rotacionais (*slumps*) ocorrem em solos espessos, homogêneos e rochas muito fraturadas (Figura 2). Possuem superfícies de ruptura curva e, geralmente, há ocorrência de uma série de rupturas combinadas e sucessivas (AUGUSTO FILHO, 1992; HIGHLAND; BOBROWSKY, 2008).

Escorregamentos translacionais (*shallow*), comuns na Chapada do Araripe e em todo o Brasil, acontecem em solos pouco espessos. Caracterizam-se por solos e rochas com um plano de ruptura, predominantemente, em solos rasos nas encostas com altas declividades. Tais processos (Figura 3) são, em geral, compridos e rasos, cujo plano de ruptura encontra-se em profundidades que variam entre 0,5 m e 5,0 m (SELBY, 1993; FERNANDES e AMARAL, 1996; TOMINAGA; SANTORO; AMARAL, 2009).

Figura 2 - Escorregamento rotacional em talude de corte (trecho da BR-101 - PE).



Fonte: Autor (2017).

Figura 3 - Área atingida por escorregamentos translacionais na Chapada do Araripe (setas).



Fonte: Autor (2021).

Já o escorregamento do tipo cunha está associado à saprólitos (rochas extremamente alteradas) e a maciços rochosos (Figura 4). Tem como principal característica a ocorrência de dois planos de fraqueza nos solos e rochas (AUGUSTO FILHO, 1992). São processos mais comuns em taludes de corte ou encostas que sofreram algum processo natural de desconfinamento, como erosões ou escorregamentos pretéritos (CARVALHO *et al.*, 2007).

Figura 4 - Exemplo de Escorregamento em cunha (município de Quipapá - PE).



Fonte: Autor (2017).

Escorregamentos são identificados na paisagem a partir de cicatrizes cuja origem pode ser recente ou pretérita (GUZZETI *et al.*, 2012). Essas podem ser interpretadas visando-se entender a dinâmica geomorfológica atual de uma dada região. Nesse contexto, Suguio (2010, p. 22) destaca que “os fenômenos geológicos ocorridos no Quaternário estão, em geral, mais ou menos claramente evidenciados no relevo”.

Pode-se definir o Quaternário como um período geológico caracterizado pelas oscilações climáticas, como a glaciação dos continentes do hemisfério norte e, conseqüente, alternância dentro de ciclos glaciais e interglaciais que influenciaram todos os continentes. Assim, esse período de tempo é caracterizado por inúmeras variações ambientais induzidas por mudanças climáticas de cunho global (SUMMERFIELD 1991; CORRÊA, 2001; SUGUIO, 2010).

O período Quaternário está contido no Éon Fanerozóico, na era Cenozóica, antecedido pelo Neógeno, datando de seu início há aproximadamente 2,6 milhões de anos até o presente. Divide-se em duas épocas: o Pleistoceno, subdividido em estágio Gelasiano, Calabriano, Chibano e Pleistoceno Superior e o Holoceno, classificado desde os últimos 11.700 anos, até a atualidade, marcado por períodos glaciais e interglaciais (SUGUIO, 2010).

No Pleistoceno e no Holoceno ainda estão definidas três subséries ou subépocas, conforme a carta estratigráfica internacional mais recente. O Holoceno representa uma época livre de glaciações marcado pela fase atual de aquecimento da atmosfera com redução dos mantos de gelo cujas oscilações climáticas ocorreram de forma curta e brusca. Já o Pleistoceno

é caracterizado por episódios glaciais intercalados por fases de menor duração e aumento de temperatura durante os períodos interglaciais (SUGUIO, Op. cit.; ICS, 2021).

Ao longo do período Quaternário são observadas sob a perspectiva paleoclimática, diversas intercalações de períodos glaciais e interglaciais, nas quais os parâmetros orbitais definidos por Milancovitch (excentricidade, obliquidade e precessão) modulam os eventos de expansão e retração das calotas de gelo (ADAMS *et al.*, 1999). Junto a esses parâmetros ocorrem os processos que envolvem a interação oceano-atmosfera e modulam eventos climáticos de alta frequência, marcando variações abruptas de clima em escalas milenares, seculares e até mesmo decadais (SUMMERFIELD 1991; CORRÊA, 2001). Estas variações determinam mudanças nas dinâmicas Paleoclimáticas e Paleoambientais do planeta (AMORIM, CORRÊA, SILVA, 2016).

Dos eventos climáticos de alta frequência e escala milenar, destacam-se o *Heinrich Stadial* no Hemisfério Norte, causadores de grande variabilidade climática durante o Último Máximo Glacial (STRÍKIS, *et al.*, 2018). Os *Heinrich Events* são conhecidos como o oposto das fases quentes, “*Interstadials*”, ou seja, são eventos extremos de frio e de curta duração (HEINRICH, 1988; ADAMS *et al.*, 1999).

Para Strikis *et al.* (2018), os eventos *Heinrich Stadial* têm um comportamento antifásico e podem ser considerados como o principal modo de variabilidade climática em escala milenar do regime hidrológico dos trópicos durante o último glacial. Assim, os eventos frios no Hemisfério Norte têm desencadeado no semiárido brasileiro eventos úmidos abruptos durante o Quaternário. Por sua vez, os eventos quentes no hemisfério setentrional têm condicionado climas milenares, predominantemente secos (WANG *et al.*, 2004; CRUZ *et al.*, 2009; STRÍKIS, *et al.*, 2018).

As alternâncias de fases climáticas durante o Quaternário resultaram numa ciclicidade de relevo. Essas fases foram marcadas por momentos úmidos durante os interglaciais e momentos secos durante os glaciais (SUMMERFIELD 1991; CORRÊA, 2001). Nesse contexto, a investigação da evolução geomorfológica, expressa nas modificações da paisagem e processada em diferentes escalas de tempo, mormente, final do Pleistoceno e início do Holoceno, até os dias atuais, busca entender como os processos denudacionais têm modificado a paisagem. Considera que as oscilações climáticas deixaram marcas na paisagem brasileira, comprovadas por marcadores biogeográficos, paleontológicos, sedimentológicos e geomorfológicos (BIGARELLA; ANDRADE, 1965).

Um importante marcador para o entendimento da dinâmica geomorfológica e evolução das encostas são os colúvios, caracterizados como agregados de materiais gerados e depositados

nos ambientes de encosta, cuja geometria permite a acomodação dos sedimentos próximos a sua base, dentro do contexto climático do evento desencadeador (CORRÊA, 2001; BEZERRA *et al.* 2008; LIMA; CORRÊA, 2018).

Os colúvios podem indicar as perturbações e/ou transformações pelos quais as diferentes paisagens foram submetidas, principalmente, durante os eventos que o desencadearam, diante de um modelo processo-resposta. Assim, os processos são definidos pelo tipo de energia atuante no sistema e regulados pelas características fisiográficas da paisagem (SELBY, 1993; CORRÊA, 2001; BEZERRA *et al.*, 2008; SUGUIO, 2010; LIMA; CORRÊA, 2018).

Sob esse cenário, as deposições coluvionares podem resultar de mudanças climáticas em diferentes escalas de tempo e de intensidade, indicando o momento de ruptura da estabilidade do relevo (CORRÊA, Op. cit.). Nesse sentido, Bezerra *et al.* (2008) apontam que os eventos climáticos de grande magnitude têm sido os principais responsáveis pelo processo de coluvionamento nos ambientes semiáridos e subúmidos.

Os brejos de altitude, tal como o Araripe, são umas das mais importantes áreas de depósitos de encosta na região do semiárido brasileiro, os quais, guardam os registros geomorfológicos das mudanças de tempo na escala de milhares de anos (CORRÊA, 2001). O emprego da escala tempo sobre a morfogênese possibilita compreender a hierarquização concatenada das formas resultantes e, ao mesmo tempo, a importância dos eventos de baixa recorrência e alta magnitude capazes de ajustar os níveis internos de estabilidade das paisagens, alcançando-as a novos patamares de funcionamento (BEZERRA, *et al.*, 2008; AMORIM, CORRÊA, SILVA, 2016).

Visando uma melhor compreensão da dinâmica quaternária e da evolução de paisagens, algumas técnicas, tal como, a datação por Luminescência Opticamente Estimada (LOE), representa uma opção relevante no âmbito da investigação geomorfológica. De acordo com Corrêa (2001) e Sallun *et al.* (2007), as datações absolutas por luminescência de minerais constituem excelentes métodos geocronológicos de determinação da ocorrência de eventos geológicos que podem ser relacionados às idades de deposição de sedimentos. Permitem, ainda, o estudo de amostras sem restos orgânicos, com grande potencialidade na datação de depósitos Quaternários.

2.2 Luminescência Opticamente Estimada (LOE)

A LOE foi desenvolvida no início da década de 1980 a partir das contribuições propostas por Huntley *et al.* (1985). Pode ser utilizada nos depósitos sedimentares quaternários

relacionados a eventos climáticos de diferentes magnitudes e eventos tectônicos. No meio geomorfológico, a técnica possui várias possibilidades de aplicações, dentre as principais destaca-se a obtenção de idades absolutas em colúvios, terraços fluviais, fluviomarinhos, dentre outros, constituindo-se, por exemplo, num importante geoindicador de oscilações climáticas em diferentes escalas temporais.

O método de datação por luminescência abrange uma gama de técnicas baseadas no acúmulo de cargas radioativas produzidas por uma população de elétrons aprisionados em minerais cristalinos, mormente quartzo e feldspato, sendo capaz de estabelecer o período de tempo transcorrido desde que a população aprisionada de elétrons foi liberada pela última vez (MURRAY, 1996; CORRÊA, 2001; CORRÊA *et al.*, 2016). Esse método tem demonstrado grande potencialidade na datação de depósitos Quaternários, pois alcançam idades muito mais antigas que o método do radiocarbono e, portanto, compreende parte importante do Quaternário (CORRÊA, 2001; LIMA; CORRÊA, 2018).

A escala temporal alcançada pela LOE varia entre 100 anos antes do presente (A.P.) até 1Ma dependendo dos níveis de saturação do material analisado (AITKEN, 1998). A idade do material sedimentar é obtida a partir de análises laboratoriais que consideram a luz emitida em resposta ao estímulo óptico disponibilizado, considerando que a datação por LOE possibilita a determinação do tempo decorrido desde o último evento de sedimentação em que o grão de quartzo foi exposto à radiação solar (SALLUN; SUGUIO, 2006).

Conforme descrito por Correa *et al.* (2008) ao entrar em contato com a radiação solar, o sinal de luminescência adquirido pelo grão de quartzo anteriormente é zerado e, ao se tornar protegido da luz solar pela sedimentação, tem início uma nova etapa de acumulação do sinal de luminescência (Figura 5). Em síntese, a técnica de datação por LOE fornece a idade da última estabilização do depósito.

Os estudos dos depósitos sedimentares têm sido importantes para o entendimento das mudanças ambientais ocorridas durante o Quaternário e a técnica da LOE tem auxiliado significativamente para os avanços na compreensão do arcabouço geomorfológico de diversos ambientes. No contexto da região estudada na presente tese destacam-se pesquisas realizadas por Lima (2015); Ranulpho (2016) e Guerra (2019), os quais se utilizaram da técnica da LOE para compreenderem a dinâmica geomorfológica da Chapada do Araripe, conforme descrito a seguir.

Figura 5 - Tubos PVC introduzidos em perfil para coleta de amostra para datação por LOE em colúvio na Chapada do Araripe (setas). O sedimento coletado não deve ser exposto à luz para evitar o seu “zeramento”.



Fonte: Autor (2021).

Lima (2015) ao estudar a evolução geomorfológica e a reconstrução paleoambiental do setor subúmido do Planalto Sedimentar do Araripe, aplicou algumas técnicas de análise geomorfológica, entre elas, a LOE em áreas coluvionares. A autora concluiu que eventos de alta magnitude pluviométrica atingiram a área ocasionando movimentos de massa do tipo corridas de lama e de detritos.

Ranulpho (2016) também estudou os depósitos coluvionares do quaternário no Planalto Sedimentar do Araripe, utilizando os dados de datação obtidos por LOE em Lima (2015). O referido autor associou tais dados com concentrações de fitólitos (biomineralizações de sílica formados nos vegetais, depositados no solo pela senescência da planta). Esses métodos levaram ao autor inferir que períodos de climas mais secos foram correlacionados às datas do Último Máximo Glacial - UMG, com vegetação mais aberta composta por gramíneas, com ocorrência de eventos geomorfológicos menos intensos. Nessa reconstrução, o autor concluiu que o significado paleoambiental dos silicofitólitos em depósitos de colúvio demonstrou a dinâmica da vegetação correlacionada aos processos de deposição de sedimentos, desde o Pleistoceno superior até o período atual.

Por sua vez, Guerra (2019) utilizou a LOE para compreender como e por quais mecanismos ocorrem ambientes de veredas¹ na porção norte da Chapada do Araripe. A autora concluiu que os mecanismos que possibilitam a ocorrência destes tipos de ambientes nos sopés e nas encostas da Chapada do Araripe são influenciados diretamente pelas áreas de exsudação, e que os mesmos coevoluem e coexistem mesmo sob condições de clima semiárido.

2.3 Escorregamentos no semiárido nordestino: fatores condicionantes, escala pretérita e atual

A maioria dos escorregamentos registrados em regiões tropicais úmidas está associada a episódios de elevada pluviosidade, de duração variada, que causam a diminuição da coesão e do ângulo de atrito, aumento do peso específico do solo e formação de nível hidrostático (De PLOEY e CRUZ, 1979; GUIDICINI e NIEBLE, 1984; FERNANDES *et al.*, 2004; CERRI, *et al.*, 2020). No Brasil, os processos de escorregamentos são bastante recorrentes, praticamente anuais nos períodos chuvosos.

De acordo com IBGE (2019), 5,7% da extensão territorial nacional apresenta suscetibilidade muito alta a escorregamentos, enquanto outros 10,4% possuem suscetibilidade alta. Todos os estados da Federação, em maior ou menor proporção, apresentam suscetibilidade para ocorrência destes processos (Figura 6). Em um levantamento feito pelos bancos de dados do IPT (2020) (Figura 7), verifica-se que no período entre 1988 até março de 2020, um total de 3.561 óbitos ocorreu em função destes processos no Brasil.

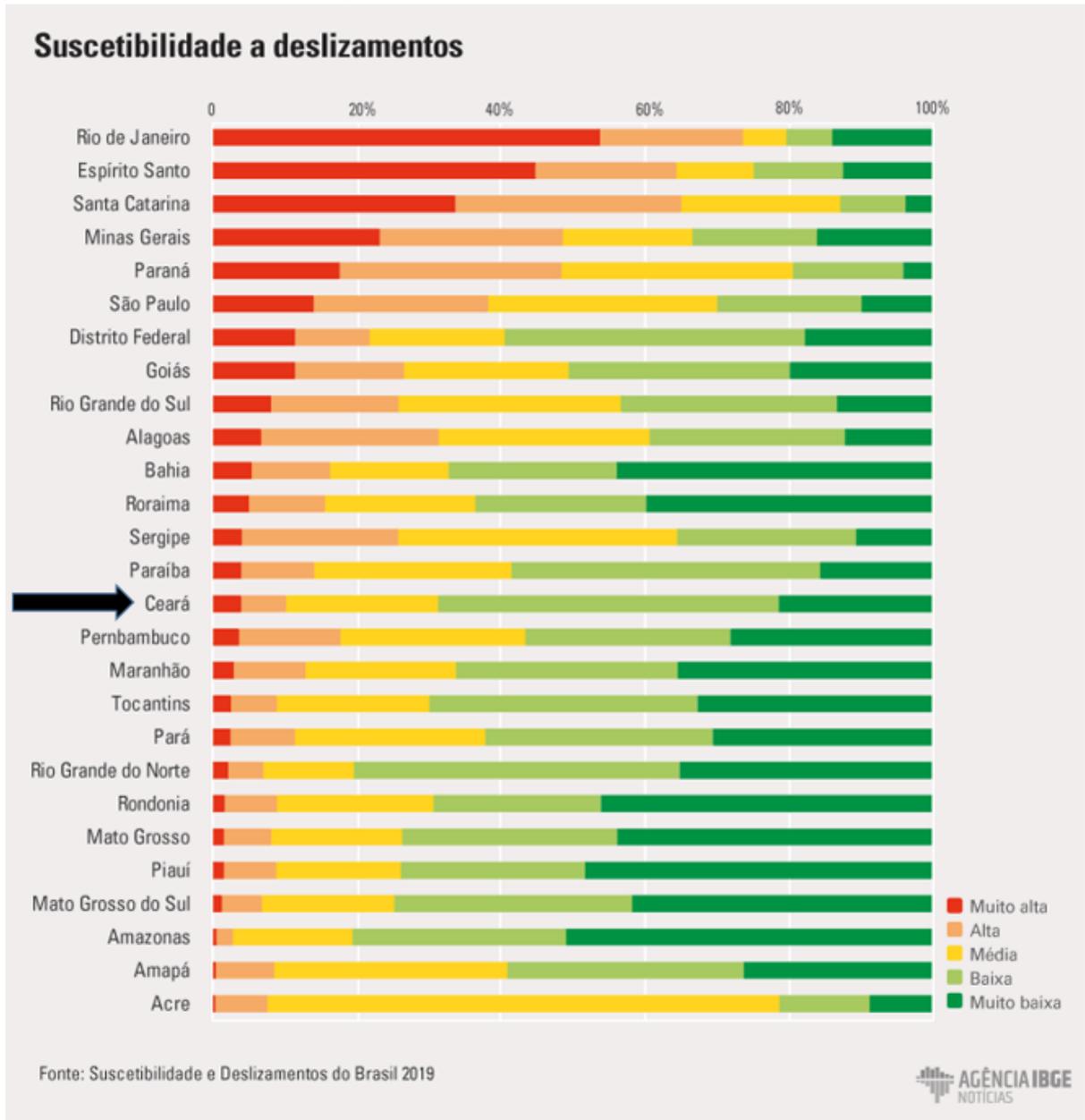
No período analisado destaca-se o ano de 2011, no qual ocorreram quase mil mortes (Figura 7). Esse número expressivo decorre do maior desastre do Brasil envolvendo movimentos de massa, na região serrana do Estado do Rio de Janeiro. Nesse evento foi registrado um grande volume pluviométrico, que associado ao uso da terra conflitante, parâmetros topográficos, entre outros, deflagrou os processos (BANCO MUNDIAL, 2011; IPT, 2020).

A saturação das encostas é uma das principais causas dos escorregamentos no Brasil. As chuvas atuam na instabilidade destas, principalmente, por meio da redução da sucção e pelo aumento da poropressão na interface solo/rocha e erosão (WOLLE, CARVALHO, 1989). Sendo assim, a grande quantidade de chuva associada a suscetibilidade do terreno, como encostas íngremes desprotegidas de vegetação, assentamentos irregulares em encostas de alta

¹Veredas são subcompartimentos/ambientes típicos das áreas de Cerrado, mas que podem ser encontrados em ambientes de excessão. Tem como principal tipo vegetacional a palmeira *Mauritia flexuosa* (GUERRA, 2019).

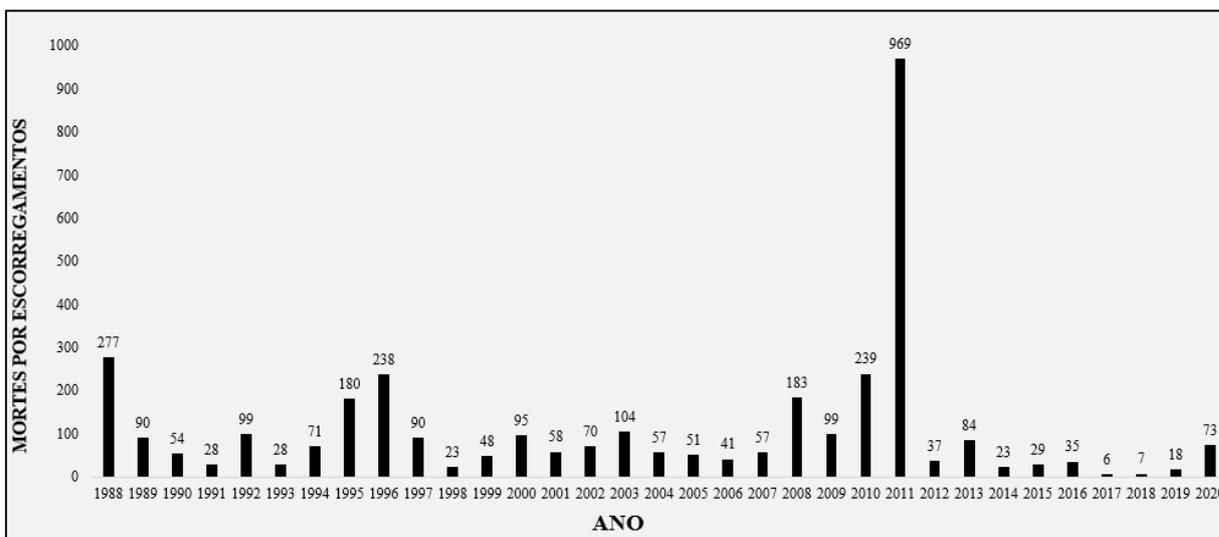
declividade, descontinuidades litológicas e pedológicas, entre outros, são fatores que induzem a ruptura do terreno (CAMARINHA; CANAVESI; ALVALÁ, 2014).

Figura 6 - Suscetibilidade a escorregamentos no território brasileiro. A seta preta destaca tal suscetibilidade no Estado do Ceará.



Fonte: IBGE (2019).

Figura 7 - Mortes por escorregamentos no Brasil (1988 até Março de 2020). Observa-se que o ano de 2011 apresenta um pico elevado, aproximando-se de 1000 mortes, devido os eventos na Serra Fluminense/RJ.



Fonte: Banco de dados IPT (2020).

Muitos fatores influenciam a ocorrência de movimentos de massa e dificilmente um escorregamento pode ser atribuído a uma única causa definitiva, embora seja possível identificar um efeito dominante ou desencadeador (SELBY, 1993; BIERMAN e MONTGOMERY, 2014). Estes fatores têm diferentes origens, e os mais relevantes podem ser agrupados em fatores geológicos, pedológicos, geomorfológicos, hidrológicos, de cobertura vegetal ou até mesmo antrópicos (FERNANDES *et al.*, 2001).

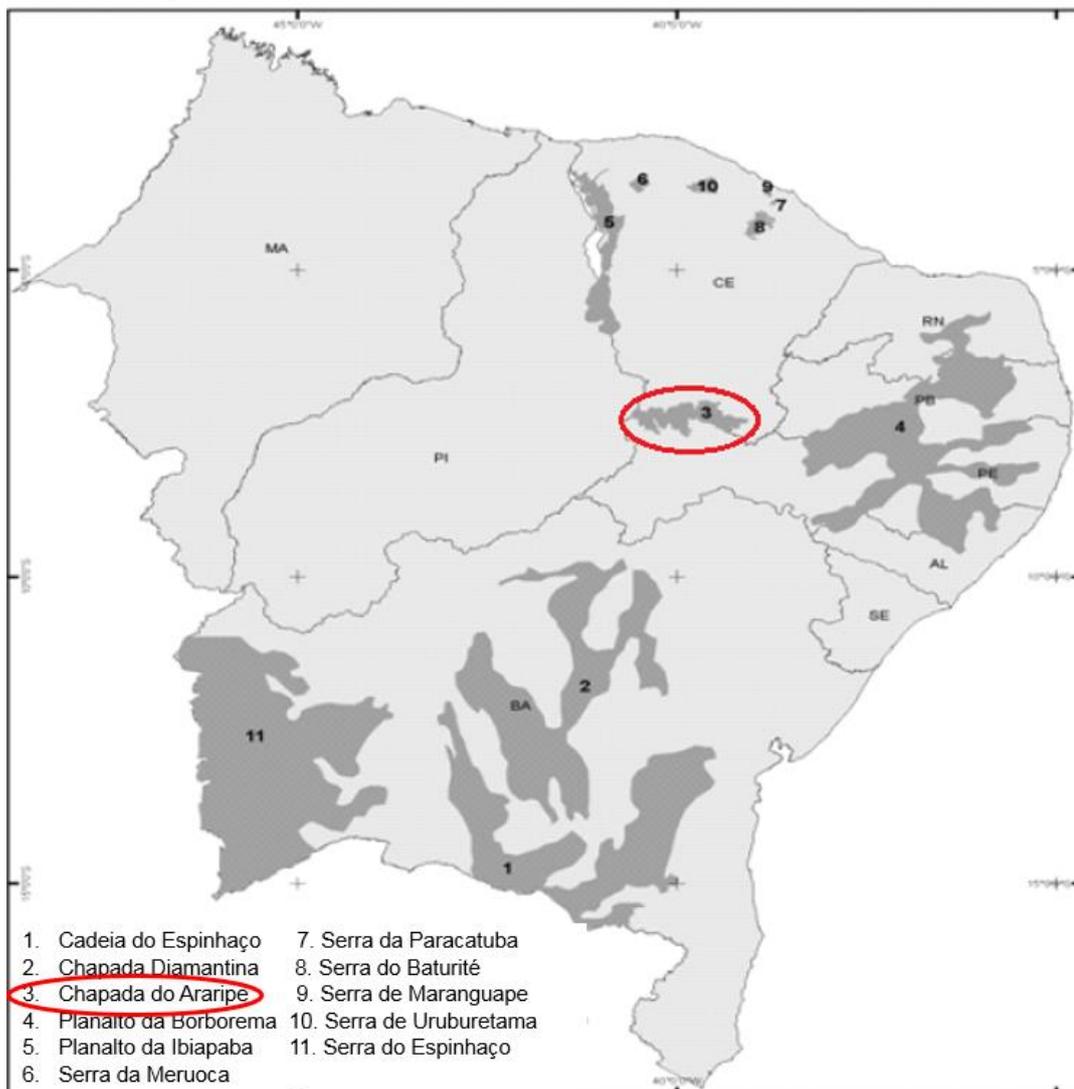
Cabe pontuar que, comumente, os estudos sobre escorregamentos estão mais voltados para regiões úmidas, considerando que a pluviosidade é um importante elemento deflagrador do processo. Contrariamente, o semiárido brasileiro é uma região que apresenta irregularidade pluviométrica temporo-espacial com elevadas temperaturas médias anuais (AZEVEDO *et al.*, 1998). Há, assim, elevados índices de evapotranspiração e o balanço hídrico apresenta-se, predominantemente, negativo, desfavorecendo a ocorrência de escorregamentos.

Porém, embora possua predominantemente as características supracitadas, o semiárido brasileiro abrange a parte central da região Nordeste e uma pequena parcela setentrional da região Sudeste (extremo norte de Minas Gerais), correspondendo cerca de 10% do território nacional. Apresenta um mosaico paisagístico bastante heterogêneo, com uma série de ambientes serranos de exceção, cuja cobertura vegetal de caatinga é substituída por outros representantes fitogeográficos, tais como, os enclaves úmidos e subúmidos recobertos por florestas (AB'SABER, 1974; SOUZA; OLIVEIRA, 2006).

Tais enclaves apresentam maiores índices médios anuais de umidade e de precipitações pluviiais (em geral, aproximadamente 1.000 mm) em relação ao seu entorno (GUERRA, 2019) e, que por sua vez, associados a outros fatores como geologia, geomorfologia e solos, possibilitam a ocorrência de escorregamentos.

De acordo com Souza e Oliveira (2006), os enclaves úmidos e subúmidos distribuem-se de forma dispersa no semiárido, caracterizando-se por superfícies topograficamente elevadas de relevos serranos, com dimensões variadas, submetidos às influências de mesoclima de altitude. Esses autores apontaram onze enclaves úmidos e subúmidos no Nordeste semiárido, distribuídos pelos Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas e Bahia (Figura 8).

Figura 8 - Mapa dos enclaves úmidos e subúmidos do Nordeste brasileiro, com destaque à Chapada do Araripe.



Fonte: Adaptado de Souza e Oliveira (2006).

Conforme a Figura 8, a área de estudo da presente tese encontra-se no enclave paisagístico do setor oriental da Chapada do Araripe, na região denominada Cariri Cearense. Em linhas gerais, tal região encontra-se sob o domínio do clima tropical semiárido, porém devido a fatores geográficos diferenciados, principalmente o relevo, constitui-se em um ambiente de exceção (enclave subúmido). Assim, suas encostas possuem uma morfodinâmica mais ativa considerando as relações entre precipitação, solos e declividade com condições propícias para a deflagração de escorregamentos.

A Chapada do Araripe apresenta um pacote sedimentar com espessura reduzida sobre o substrato rochoso, com plano de ruptura entre 0,5 m e 5,0 m, corroborando para uma maior probabilidade de ocorrência de escorregamentos translacionais. Nesse sentido, Vieira (2007) afirma que os movimentos translacionais ao apresentarem superfícies de rupturas planares, podem ser condicionados pela presença de estruturas geológicas (acamamentos, fraturas etc.), depósitos de encostas, contatos entre solo e rocha e entre horizontes do solo. Além dos fatores supracitados, a declividade acentuada das escarpas pode elevar a suscetibilidade aos processos, assim como, os eventos de grande pluviosidade.

Assim, são comuns registros de movimentos de massa (especialmente escorregamentos e quedas de blocos) na Chapada do Araripe, tal como, no município do Crato/CE (Figura 9). Neste exemplo, os eventos de escorregamentos e quedas de bloco ocorreram no sopé da chapada após uma precipitação de 95 mm em 24h (24 de março de 2020) conforme dados da FUNCEME (2020).

Figura 9 - Movimentos de massa (escorregamentos e quedas de blocos) em rodovia localizada no Distrito de Belmonte/Crato no sopé da Chapada do Araripe.

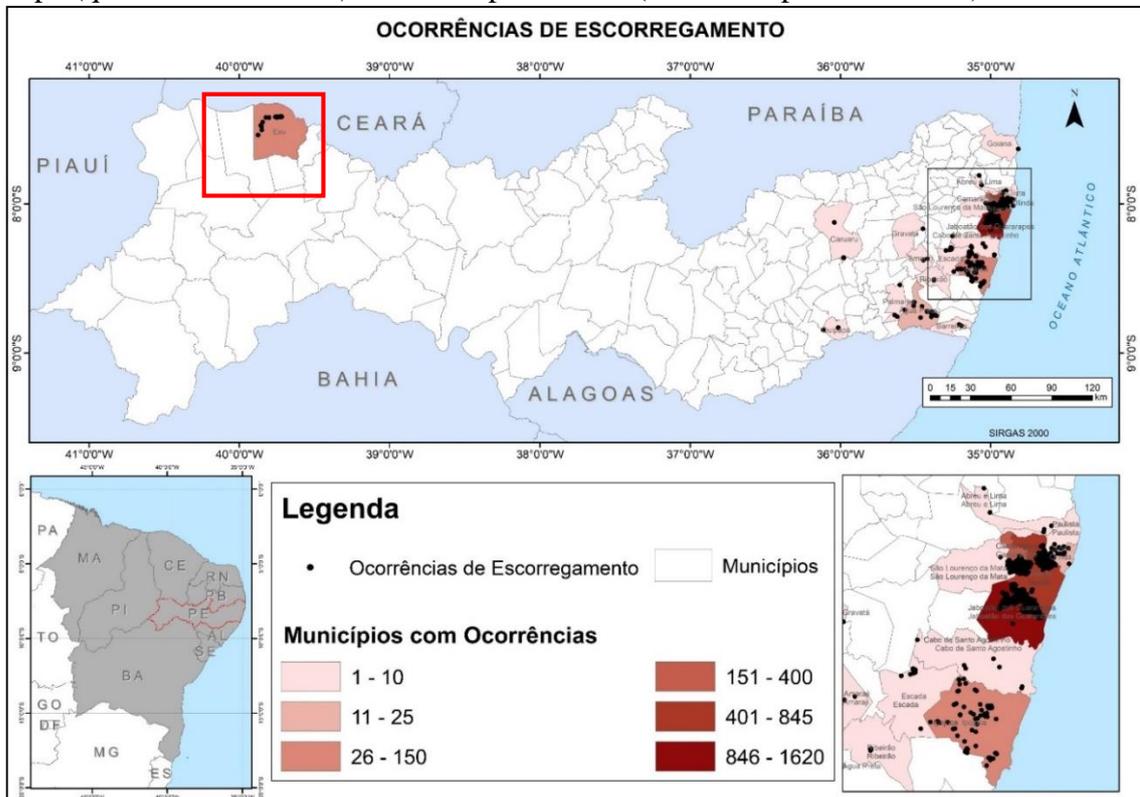


Fonte: Jornal Diário do Nordeste (2020).

De acordo com diversos trabalhos (ex. GURGEL *et al.*, 2013; LIMA, CORDEIRO, BASTOS 2015; BASTOS, PEULVAST, 2016) nota-se que as áreas mais propícias para a ocorrência dos escorregamentos rasos, nos ambientes semiáridos, situam-se nas encostas a barlavento dos maciços estruturais dos ambientes de exceção, bem como, nos planaltos sedimentares (PEULVAST, BÉTARD, MAGALHÃES, 2011; RIBEIRO, 2012; PEULVAST, BÉTARD, 2015; SOUSA *et al.*, 2018).

Xavier, Listo e Nery (2022) ao realizarem um inventário dos processos morfodinâmicos no Estado de Pernambuco, mapearam 30 escorregamentos translacionais rasos no flanco sul da chapada do Araripe no município de Exú (semiárido pernambucano) (Figura 10). Em outro estudo na face leste da Chapada, Peulvast; Bétard e Magalhães (2011), ao analisarem a topografia e os depósitos atribuídos a grandes movimentos de massa, identificaram inúmeras tipologias de processos, desde escorregamentos até fluxos de detritos em escala de vários quilômetros. Conforme tais autores, a identificação das formas e dos depósitos relacionados a movimentos de massa em grande escala na porção leste da Chapada traz evidências sobre a natureza e a distribuição dos eventos pretéritos e dos perigos potenciais na dinâmica atual.

Figura 10 - Mapa de ocorrências de escorregamentos para o Estado de Pernambuco, no qual, para a região semiárida, destaca-se a ocorrência de processos no flanco sul da chapada do Araripe (quadrante vermelho) no município de Exú (semiárido pernambucano).



Fonte: Xavier, Listo e Nery (2022).

Nesse sentido, cicatrizes pretéritas indicam a ocorrência de grandes movimentos de massa em períodos passados de evolução e de recessão da escarpa, além dos espessos depósitos e rampas coluvionares presentes nas áreas de baixa encosta e nas áreas de pedimentos ao redor da Chapada. As condições litológicas e hidrogeológicas encontradas nas estruturas tabulares da bacia aparecem como fatores determinantes para a ocorrência desses movimentos (PEULVAST; BÉTARD; MAGALHÃES, 2011).

Ao realizar uma proposta de classificação etnogeomorfológica das paisagens da sub-bacia do Rio Salgado na Mesorregião Sul Cearense, Ribeiro (2012) observou que é comum a ocorrência de movimentos de massa nas escarpas a barlavento da Chapada do Araripe, sobretudo, quando há convergência entre grandes volumes pluviométricos, declividades acentuadas e presença de vegetação de grande porte nas áreas de cimeira.

Lima, Cordeiro e Bastos (2015) ao estudarem os agentes condicionantes e desencadeadores de movimentos de massa na encosta oriental úmida da serra de Uruburetama, com níveis altimétricos entre 500m e 800m, no semiárido norte do Ceará, verificaram que os processos, especialmente, escorregamentos, decorrem da remoção da cobertura vegetal, substituída pela agricultura de sequeiro, pela saturação hídrica dos solos quando da ocorrência da precipitação, além de fatores antrópicos (ex. cortes na base das encostas para construção de rodovias).

Bastos e Peulvast (2016) analisaram movimentos de massa no maciço de Baturité (maior serra úmida do Ceará) e identificaram processos somente nos declives mais acentuados (encostas e platô). Em linhas gerais, foi constatado a ocorrência de escorregamentos rotacionais e translacionais associados com corridas de lama e quedas de blocos. O maciço do Baturité, assim como a região do Cariri, possui uma altitude média em torno de 800m, podendo atingir 1.000m. Geomorfologicamente, apresenta uma grande variedade de feições, tais como, relevos dissecados nas encostas, colinas intercaladas com planícies alveolares no platô e superfícies de erosão e de deposição nos setores circunvizinhos altimetricamente mais baixos.

Sousa *et al.* (2018) também identificaram áreas suscetíveis a ocorrência de movimentos de massa no município de Juazeiro do Norte (Cariri cearense). Neste trabalho, foram mapeadas áreas de baixa suscetibilidade a ocorrência de escorregamentos translacionais devido a incipiência dos mantos de intemperismo. Contudo, o referido estudo identificou áreas com risco às quedas de blocos, devido uma convergência de fatores, tais como, declividade acentuada, predominância do intemperismo físico e biológico na abertura de fraturas nos pacotes rochosos e ação antrópica nos taludes de corte.

Internacionalmente, Romer e Ferentinou (2015) estudaram escorregamentos rasos em uma região semiárida da África do Sul e aplicaram métodos de índice de suscetibilidade a escorregamentos (LSI), regressão logística (LR) e rede neural artificial (RNA). Segundo as autoras, os escorregamentos rasos são frequentes, principalmente, em encostas íngremes, ameaçando moradias na base das encostas. No entanto, salientam que a literatura sobre escorregamentos na região semiárida da África do Sul é bastante limitada, uma vez que os processos são pouco relatados. A região ora estudada, assim como a Chapada do Araripe, é marcada por eventos espasmódicos de precipitação intensa, que rapidamente saturam o solo. Sob essas circunstâncias, solos rasos com alta erodibilidade, tal como, aqueles presentes no semiárido brasileiro, tornam-se consideravelmente suscetíveis a escorregamentos rasos quando situados em áreas declivosas.

Ainda no cenário internacional, Zhu, Xu e Zhu (2019) investigaram a influência do aporte de sedimentos transportados por movimentos de massa em uma pequena bacia hidrográfica semiárida na China. Os autores utilizaram métodos estatísticos para avaliar a suscetibilidade aos movimentos de massa e obtiveram como principais resultados a baixa densidade destes processos ($<10 \text{ m}^3$), porém importantes na produção de sedimentos da referida bacia.

2.4 Métodos de mapeamento de suscetibilidade

Dentre os métodos de análise da suscetibilidade, a modelagem constitui-se numa ferramenta muito relevante para a pesquisa geomorfológica, utilizada em simulações e em avaliações de processos morfodinâmicos. De acordo com Fernandes (2016), os modelos são entendidos como simplificações da realidade observada, essenciais para entender a complexidade dos processos estudados.

Nesse sentido, os mapas de suscetibilidade a escorregamentos a partir de modelagens preditivas figuram como importantes instrumentos técnico-científicos, que auxiliam o planejamento urbano e contribuem, significativamente, para a redução de perigos e riscos. Além disso, figuram como aporte para gestores públicos anteciparem-se quanto a possíveis problemas nas áreas em processo de ocupação. Normalmente, esse tipo de mapeamento é de baixo custo e de alta eficiência (FELL *et al.*, 2008; LISTO e VIEIRA, 2012; NERY e VIEIRA, 2015). Desta forma, estudos de suscetibilidade a ocorrência de escorregamentos vêm destacando-se nacional e internacionalmente, em função dos impactos causados, muitas vezes, de ordem catastrófica.

Há inúmeras metodologias para avaliar a suscetibilidade a escorregamentos, muitas delas, amplamente disseminadas devido a integração a ambientes SIG (Sistema de Informações Geográficas). Nesse sentido, Soeters e Van Westen (1996) e Guzzeti *et al.* (1999) classificaram quatro métodos de mapeamento desta natureza: i) inventário histórico; ii) heurístico; iii) determinístico e iv) estatístico.

Os mapas de inventário são considerados um método empírico e representam a distribuição espacial dos processos contendo registros antigos e recentes dos escorregamentos (SOETERS e VAN WESTEN, 1996; GUZZETI *et al.*, 1999, 2012; PARISE, 2001, NERY e VIEIRA 2015). Geralmente, são bastante utilizados como instrumentos de validação em mapeamentos (ex. suscetibilidade). Um inventário pode incluir informações referentes à tipologia, dimensões, forma e recorrência e ser mapeado em diferentes escalas. As feições de cicatrizes ou pontos de ocorrência dos processos são mapeadas por meio de levantamentos em campo, imagens de sensoriamento remoto e fotografias aéreas (VARNES, 1984; GUZZETI *et al.*, 1999, 2012).

Guzzeti *et al.* (1999) pontuam que mapas de inventários são adequados para: (i) documentar a extensão dos processos; (ii) investigar a distribuição, os tipos e os padrões de processos em relação às características morfológicas e geológicas; (iii) permitir a melhor compreensão da evolução das paisagens dominadas por processos e (iv) ser uma etapa preliminar em relação à avaliação da suscetibilidade, do perigo e do risco a processos morfodinâmicos.

A abordagem heurística fundamenta-se em métodos qualitativos que buscam avaliar a suscetibilidade a partir da atribuição de pesos aos fatores condicionantes do processo analisado, permitindo realizar combinações de mapas (álgebra de mapas). Dentro da abordagem heurística, destacam-se alguns modelos que utilizam a lógica matemática para a geração de cartas de suscetibilidade, tais como, a Lógica Booleana, a Lógica *Fuzzy* e o Método AHP (*Analytic Hierarchy Process*) (BARREDO *et al.*, 2000; RAFFO, 2012).

O método AHP permite avaliar a importância relativa entre os critérios e checar a consistência dos julgamentos realizados (SAATY, 1991). Os mapeamentos heurísticos baseiam-se em levantamentos de campo e em mapas geoambientais do terreno (BARREDO *et al.*, 2000).

A abordagem Determinística é realizada por meio de modelos matemáticos desenvolvidos em bases físicas, que simulam matematicamente os processos envolvidos, a partir da análise da estabilidade das encostas, considerando os processos e as leis físicas naturais e quantificando os graus de suscetibilidade em valores absolutos por meio do cálculo do Fator

de Segurança (FS) (MONTGOMERY e DIETRICH, 1994; LISTO e VIEIRA, 2012; MICHEL; KOBIYAMA; GOERL, 2013; NERY e VIEIRA, 2015).

Há vários modelos matemáticos que calculam a estabilidade de encostas, tais como, o SHALSTAB (*Shallow Landslide Stability*) (MONTGOMERY e DIETRICH, 1994); o SINMAP (*Stability Index Mapping*) (PACK *et al.*, 1998) e o TRIGRS (*Transient Rainfall Infiltration and Grid-based Regional*) (IVERSON, 2000 e BAUM *et al.*, 2002), entre outros. Dentre esses modelos, destaca-se o SHALSTAB desenvolvido por Montgomery e Dietrich (1994), que calcula a estabilidade com base na precipitação crítica para desencadear a instabilidade e utiliza alguns parâmetros mecânicos/físicos do solo, tais como, a espessura da camada do solo, coesão, ângulo de atrito interno, ângulo da encosta, entre outros (MONTGOMERY e DIETRICH, 1994; FERNANDES *et al.*, 2004; LISTO, 2016).

A análise estatística utiliza métodos indiretos, e pode ser dividida em bivariada e multivariada (SOETERS; VAN WESTEN, 1996; BONINI *et al.*, 2020). As análises estatísticas são usadas para obtenção da previsão da suscetibilidade a movimentos de massa a partir de parâmetros que influenciam a suscetibilidade, tais como, mapas topográficos, geológicos, geomorfológicos, entre outros, chegando-se a uma definição dos pesos das classes em cada parâmetro. Esse tipo de análise possui como princípio básico a existência de interrelações entre os fatores condicionantes da instabilização e a distribuição espacial dos escorregamentos antigos e recentes na paisagem. Busca eliminar a subjetividade, quantificando os graus de risco em valores absolutos (Lógica *Fuzzy* e regras de combinação Bayesiana, por exemplo) (SOETERS; VAN WESTEN, 1996; GUZZETI *et al.*, 1999; VANACÔR; ROLIM, 2012).

2.5 Modelo SHALSTAB: conceituação e aplicações

Conforme supracitado, o *SHALSTAB* foi proposto por Montgomery e Dietrich (1994) e, posteriormente, implementado para utilização em ambiente SIG (DIETRICH e MONTGOMERY, 1998).

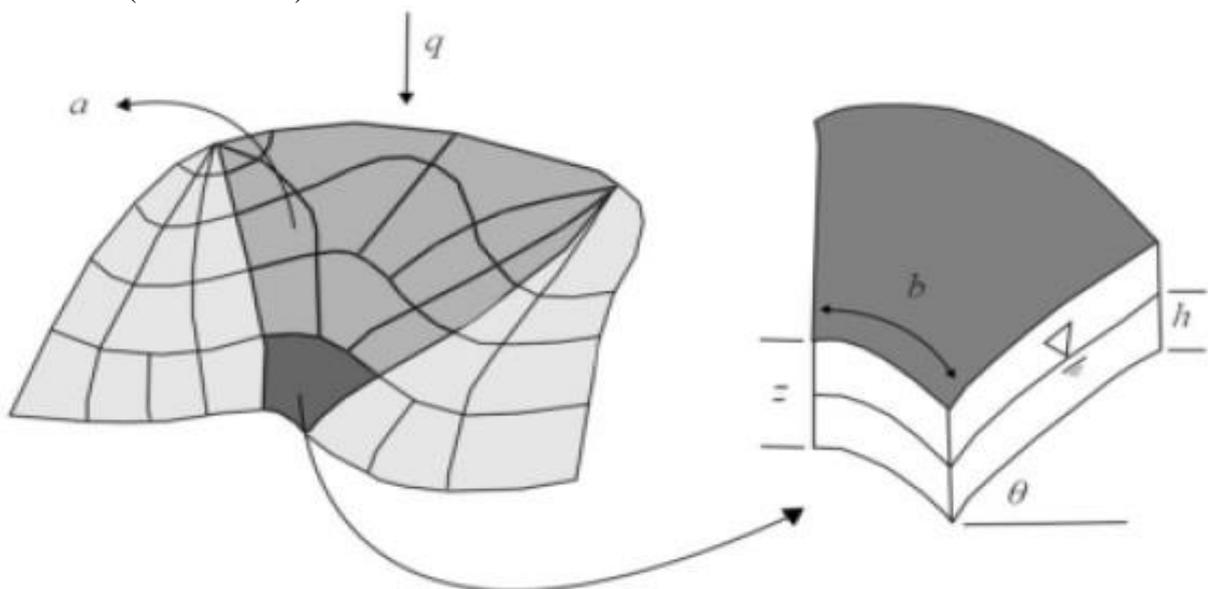
O modelo tem sido utilizado com sucesso em diversas regiões do mundo, tanto em paisagens tropicais úmidas (ex. GUIMARÃES, 2000; LISTO; VIEIRA, 2012; ARISTIZÁBAL; GARCÍA; MARTÍNEZ, 2015; SARKAR; ROY; RAHA, 2016; VIEIRA *et al.* 2018), como temperadas (DIETRICH e MONTGOMERY, 1998; SORBINO, SICA, CASCINI, 2010; GOETZ, GUTHRIE, BRENNING, 2011 e TEIXEIRA *et al.*, 2015), considerando parâmetros topográficos e físicos do solo, todos com resultados satisfatórios.

O SHALSTAB é um modelo de base física, que prevê a instabilidade a escorregamentos rasos com base na relação entre a precipitação crítica e a tranmissividade do solo, incluindo o modelo hidrológico de estado uniforme (*steady-state*) que considera fluxos subsuperficiais constantes, e o modelo de estabilidade (talude infinito), utilizando os critérios de ruptura de *Mohr-Coulomb* ((MONTGOMERY e DIETRICH, 1994).

Tais modelos (hidrológico e de estabilidade) combinam parâmetros topográficos e mecânicos do solo, visando estimar as áreas suscetíveis a escorregamentos translacionais rasos, sendo que, o hidrológico estima o grau de saturação do terreno e o de estabilidade simula a resistência de ruptura de uma determinada porção de solo (BEVEN e KIRKBY, 1979; O'LOUGHLIN, 1986; DIETRICH e MONTGOMERY, 1998).

O modelo hidrológico é baseado no estado uniforme de recarga descrito por Beven e Kirkby (1979) e O'loughlin (1986) (Figura 11), simulando a variação da altura de coluna de água no solo em períodos chuvosos. O modelo define um padrão de equilíbrio de saturação do solo baseado na análise da área de contribuição a montante, na transmissibilidade do solo e na declividade. Considera-se que o fluxo infiltra até um plano de mais baixa condutividade, em geral, o contato solo-rocha, seguindo então, um caminho determinado pela topografia (MONTGOMERY e DIETRICH, 1994; MICHEL *et al.*, 2021).

Figura 11 - Representação dos parâmetros utilizados por O'loughlin (1986) para calcular a umidade relativa, na qual, (*a*) representa a área de contribuição a montante em m^2 , (*b*) representa o comprimento do limite inferior de cada elemento em metros e (*q*) equivale a taxa de recarga uniforme (chuva m/dia).

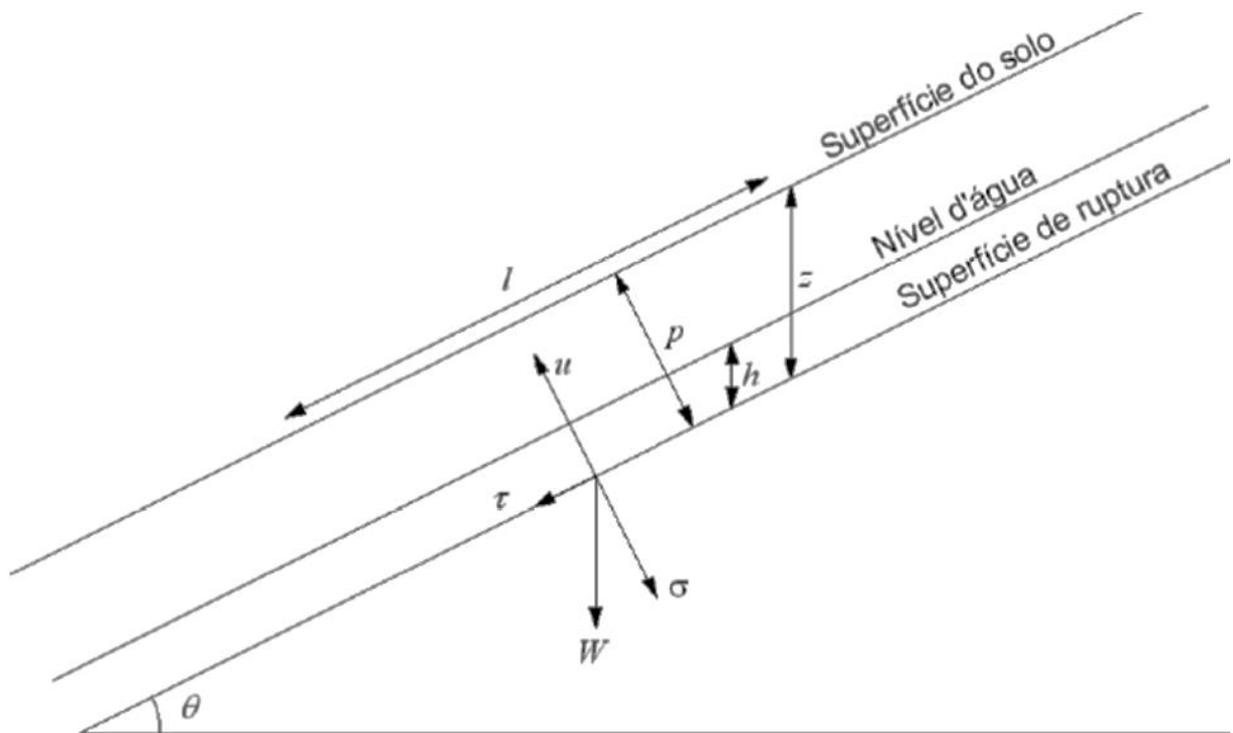


Fonte: Adaptado de Montgomery e Dietrich (1994).

O modelo de estabilidade é baseado na lei de *Mohr-Coulomb*, cuja ruptura ocorre no momento em que as forças estabilizantes não suportam as forças de instabilização (GUIMARÃES *et al.*, 2003). Assim, o modelo de estabilidade de encosta tem como base a teoria do Talude Infinito, que expressa a estabilidade de uma encosta baseada nas tensões responsáveis pela sua sustentação (σ) e naquelas responsáveis pela sua desestabilização (τ) (Figura 12).

Nesse sentido, a teoria coloca a resistência ao cisalhamento como o principal parâmetro analisado, determinando a segurança do talude, tendo como base o critério de ruptura de *Mohr-Columb*. O resultado da combinação de ambos os modelos (estabilidade e hidrológico) pode ser expresso na Equação 1.

Figura 12 - Representação do Modelo (Talude Infinito), onde: p = peso do bloco (kg); z = espessura vertical do solo (m); h = altura da coluna d'água no subsolo (m); l = comprimento do bloco (m); θ = inclinação da encosta (grau); u = poro-pressão e σ = tensão Normal (kPa).



Fonte: Montgomery e Dietrich (1994).

$$\frac{Q}{T} = \frac{\text{sen}\theta}{a \cdot b} \left(\left(\frac{C'}{\rho w \cdot g \cdot z \cdot \cos^2\theta \cdot \tan\phi} \right) + \left(\frac{\rho s}{\rho w} \right) \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right) \right)$$

Equação 1

Onde: a = área de contribuição (m^2); b = comprimento de contorno unitário (m); C' = coesão do solo (kPa); g = aceleração da gravidade (m/s^2); θ = ângulo da encosta ($^\circ$); ρ_s = densidade (massa específica) do solo saturado (Kg/m^3); ρ_w = densidade da água (kg/m^3); Q = chuva em estado crítico necessária para a ruptura (mm/dia); T = transmissividade do solo saturado (m^2/dia); z = espessura do solo (m); Φ = ângulo de atrito interno do solo ($^\circ$).

Na combinação dos dois modelos, são incorporados, respectivamente, os parâmetros topográficos (ângulo da encosta/ θ e área de contribuição por comprimento de contorno- a/b), adquiridos a partir de um Modelo Digital de Terreno (MDT), e parâmetros geotécnicos (propriedades físicas do solo), tais como, coesão (c), ângulo de atrito interno do solo (φ), peso específico (produto da massa específica e gravidade – $\rho_s.g$) e profundidade do solo em metros (MONTGOMERY e DIETRICH, 1994), associados à transmissibilidade do solo (T) e a precipitação (Q) (GUIMARÃES *et al.*, 2003).

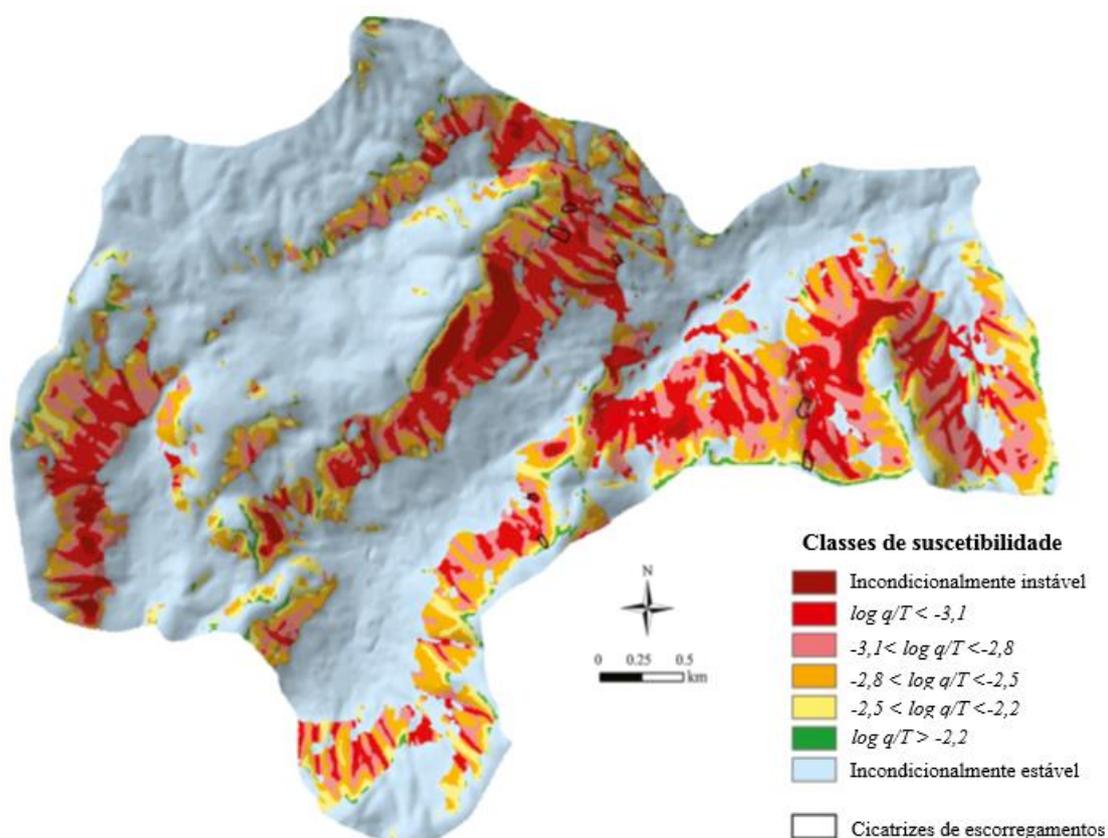
Os parâmetros geotécnicos são obtidos, idealmente, por meio de coletas de campo e ensaios de laboratório, e quando há ausência de dados de campo utilizam-se valores disponíveis na literatura (ensaios pretéritos realizados na área de estudo).

O SHALSTAB em sua versão original é classificado em sete classes de instabilidade (MONTGOMERY e DIETRICH, 1994) (Figura 13). A partir do valor de q/T é calculado o grau de instabilidade para cada célula (*pixel*) da área de estudo. Em função de essa razão apresentar valores muito pequenos, os resultados são apresentados em escala logarítmica (Tabela 1) (DIETRICH e MONTGOMERY, 1998).

Em sua formulação original, Montgomery e Dietrich (1994) propuseram sua rotina automatizada em linguagem AML (*ArcInfo Macro Language*) para simulações em ambiente *ArcInfo*. Posteriormente, Dietrich e Montgomery (1998) alteraram para a linguagem *Avenue*, para utilização no *software ArcView* (DIETRICH *et al.*, 2000), tendo assim, aprimoramentos em seus algoritmos. Visando sua simplificação, Michel (2013) desenvolveu um algoritmo para aplicação no *software ArcGIS*. Nessa modificação, o autor inseriu mais duas variáveis na equação do SHALSTAB (coesão de raízes e peso da vegetação).

A rotina proposta por Michel (Op.cit.), a ser detalhada nos procedimentos metodológicos, representou um avanço do SHALSTAB, possibilitando a espacialização dos parâmetros pedológicos e hidrológicos. Conforme o referido autor, a coesão de raízes pode elevar a resistência ao cisalhamento do solo, porém atua, somente, até uma profundidade de 3m. A partir desta profundidade, portanto, o valor da coesão de raízes tende a zero.

Figura 13 - Exemplo do modelo SHALSTAB em sete classes para a bacia do Rio dos Cedros/SC, na qual, as áreas mais instáveis são apresentadas pela classe Incondicionalmente Instável.



Fonte: Michel *et al.* (2014).

Tabela 1 - Classes de estabilidade do modelo SHALSTAB.

Classes originais do modelo $\log (q/T)$	Classificação	Significado
Estável	Incondicionalmente estável e saturado	Áreas mais estáveis
$> - 2,2$	Incondicionalmente estável e não saturado	
$-2,5 - -2,2$	Estável e não saturado	Áreas de média instabilidade
$-2,8 - -2,5$	Instável e não saturado	
$-3,1 - -2,8$	Instável e saturado	
$< -3,1$	Incondicionalmente instável e não saturado	Áreas mais instáveis
Incondicionalmente instável	Incondicionalmente instável e saturado	

Fonte dos dados: Interpretação de Listo (2016) das classes originais do modelo propostas por Dietrich e Montgomery (1998).

Visando facilitar a aplicação do modelo, outro avanço relevante foi verificado no trabalho de Sbroglia *et al.* (2017). Estes desenvolveram a ferramenta *Automatic SHALSTAB Analysis* (ASA), que apresenta a rotina automatizada dos algoritmos do SHALSTAB diretamente no *software ArcGIS*. Desse modo, trata-se de uma ferramenta de extensão, que pode ser adicionada ao *toolbox* do *ArcGIS*. Além disso, a ASA permite a espacialização dos parâmetros físicos dos solos a partir de ferramentas de Geoestatística (ex. coesão, ângulo de atrito, profundidade do solo, entre outros) possibilitando sua utilização em diversas escalas, até para fins de planejamento regional.

É importante destacar que o SHALSTAB, assim como qualquer outro modelo, apresenta vantagens e limitações. Uma de suas principais vantagens é a redução do aspecto de subjetividade, ao utilizar dados em bases físicas, o que possibilita a determinação da suscetibilidade em valores absolutos, independente da opinião direta do pesquisador (LISTO, 2016). Quanto às limitações, o modelo foi desenvolvido para análise de escorregamentos somente do tipo translacional raso (DIETRICH e MONTGOMERY, 1998), desta forma, não é corretamente aplicável para regiões com escorregamentos e lençóis freáticos profundos, assim como, áreas com baixa declividade e afloramentos rochosos (MONTGOMERY e DIETRICH, 1994; GUIMARÃES, 2000; LISTO, 2016).

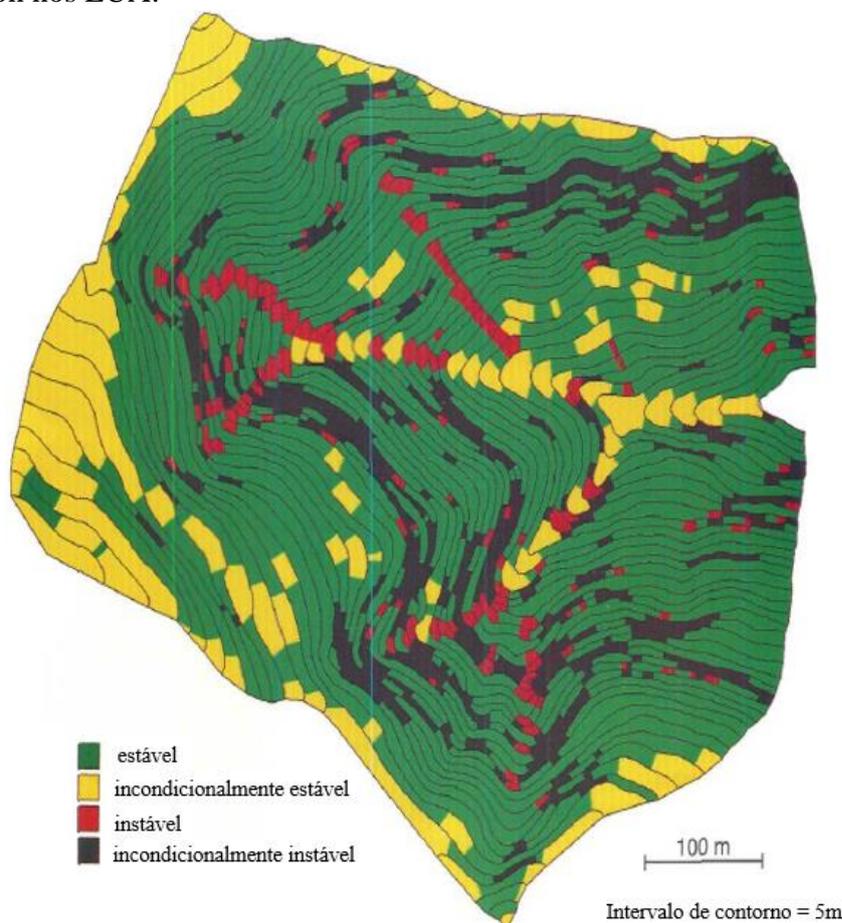
A primeira aplicação do SHALSTAB foi realizada por Montgomery e Dietrich (1994), na qual, os autores geraram modelos para três bacias hidrográficas (*Tennessee Valley*, *Mettman Ridge* e *Split Creek*) localizadas nos estados de Washington, Oregon e Califórnia nos Estados Unidos (EUA) (Figura 14). Os dados de entrada referente aos parâmetros físicos do solo foram estimados por intermédio de trabalhos pré-existentes. Já os dados topográficos foram obtidos por um MDT com 5 metros de resolução. Os modelos foram correlacionados com um inventário das cicatrizes e os resultados obtiveram sucesso, uma vez que houve concordância entre a localização das cicatrizes e as classes instáveis.

Em outra aplicação do SHALSTAB, em bacias hidrográficas dos EUA, Dietrich e Montgomery (1998) utilizaram como dados geotécnicos os valores do *default* do modelo. Desta forma, não consideraram a coesão do solo (c_s) e utilizaram valores de ângulo de atrito equivalente à $f = 45^\circ$ e peso específico do solo $rs = 1600 \text{ kg/m}^3$ (Tabela 2). Observou-se que, em média, cerca de 50% dos escorregamentos ocorreram entre as duas maiores classes de instabilidade.

Propostas de aplicação do modelo para os ambientes semiáridos ainda são bastante escassas, especialmente, no Brasil. Internacionalmente, uma exceção são os trabalhos de Rafaelli, Montgomery e Greenberg (2001) que utilizaram o SHALSTAB em uma sub-bacia do

rio Iruya no norte da Argentina, com precipitações anuais entre 300 mm (alto curso) a 1200 mm (baixo curso) e de Muenchow, Brenning e Richter (2012), que aplicaram no sul do Equador sob condições climáticas contrastantes, semiáridas e subúmidas.

Figura 14 - Exemplo da primeira aplicação do SHALSTAB na bacia hidrográfica *Mettman Ridge* - Oregon nos EUA.



Fonte: Montgomery e Dietrich (1994) (traduzido).

Melo e Kobiyama (2016) realizaram um levantamento dos trabalhos técnico-científicos que aplicaram o SHALSTAB no Brasil entre 2002 e 2016. Os autores verificaram que a maioria das áreas de estudo localiza-se em relevos serranos com declividades acentuadas. Dos trabalhos nacionais levantados (um total de 35), 33 foram aplicados no eixo sul-sudeste e apenas 2 fora desse eixo (1 no Estado da Bahia e 1 no Distrito Federal).

Nesse sentido, no Brasil, a primeira aplicação do SHALSTAB ocorreu no trabalho de Guimarães (2000), que o utilizou para avaliar a suscetibilidade a escorregamentos nas bacias dos rios Quitite e Papagaio (Rio de Janeiro). Utilizando um MDT com resolução de 4m² (grid de 2x2m) o autor elaborou vários cenários de suscetibilidade, diferenciando valores, principalmente, de coesão do solo (c_s) e de ângulo de atrito (f). No cenário de maior acurácia,

empregou valores de $c_s = 0 \text{ N/m}^2$ e $f = 30^\circ$ (Tabela 2). A eficiência desse cenário foi testada a partir do mapeamento das cicatrizes realizado nas duas bacias mapeadas a partir de fotografias aéreas (escala 1:20.000), nas quais, 95% das cicatrizes estavam inseridas nas classes de maior instabilidade do modelo.

A partir dos dados de Guimarães (Op.cit), Fernandes *et al.* (2001) avaliaram as relações espaciais entre escorregamentos e fatores morfológicos nas bacias dos rios Quitite e Papagaio-RJ e atestaram a importância dos parâmetros topográficos, forma da encosta e área de contribuição, para a previsão de escorregamentos, parâmetros essenciais na modelagem com o SHALSTAB.

Dando prosseguimento ao estudo de Guimarães (2000), Gomes *et al.* (2005) verificaram o comportamento do modelo SHALSTAB em diferentes escalas cartográficas. Assim, realizaram alguns testes de modelagens com MDTs de diferentes resoluções espaciais provenientes de cartas topográficas entre 1:10.000 e 1:50.000. Diante dos resultados, os autores concluíram que a escala 1:10.000 apresentou maior acurácia em relação à escala 1:50.000, ainda que ambas obtiveram resultados satisfatórios para a definição das áreas suscetíveis. A utilização da escala 1:50.000, conforme essa pesquisa, pode ser empregada para uma análise regional, identificando-se as áreas de maior instabilidade.

Com o propósito de avaliar a suscetibilidade a escorregamentos na Bacia do Córrego Independência, Juiz de Fora/MG, Zaidan e Fernandes (2009) também empregaram o modelo SHALSTAB. Na modelagem, utilizaram um MDT com resolução de 1m e para os valores geotécnicos utilizaram medidas já pré-estabelecidas (*default*) do modelo. Desta forma, não consideraram a coesão do solo (c_s) e utilizaram valores de ângulo de atrito ($f=45^\circ$) e peso específico do solo ($r_s=1800 \text{ kg/m}^3$) (Tabela 2). A validação ocorreu a partir de um inventário de escorregamentos, no qual, os autores constataram que na área de cada cicatriz houve pelo menos uma célula instável ou incondicionalmente instável.

Excelentes taxas de acurácia também foram encontradas por Sorbino, Sica e Cascini (2010) que aplicaram o modelo na Campânia (sudoeste da Itália). Na modelagem os autores utilizaram como parâmetro topográfico um MDT com resolução de 9m. Quanto aos dados geotécnicos, utilizaram valores constantes para toda a área, adquiridos na bibliografia ($c_s=5000 \text{ N/m}^2$; $f= 38^\circ$; $r_s=1500 \text{ kg/m}^3$) (Tabela 2). A validação foi realizada a partir de cicatrizes de escorregamentos mapeadas, utilizando-se equações de índice de acerto (IA) e índice de erro (IE) para o cenário em análise, obtendo um acerto de 77%.

Tabela 2² – Seleção de trabalhos exitosos que utilizaram o modelo SHALSTAB para previsão de escorregamentos translacionais, seus parâmetros e índices de acerto.

Autor e ano de publicação	Área de estudo	Parâmetros utilizados*	Precisão do modelo (índice de acerto)**
Dietrich e Montgomery (1998)	Coos Bay, Estado de Oregon nos EUA.	Parâmetros físicos do solo: $cs=0$; $rs=1.600$; $f=45$; $z=?$ topográficos (slp; a/b)	50%
Guimarães (2000) Fernandes <i>et al.</i> (2001); Gomes <i>et al.</i> (2005)	Bacias do Rio Quitite e Papagaio, Rio de Janeiro/RJ, sudeste do Brasil.	Parâmetros físicos do solo: $cs=0$; $rs=1.500$; $f=30$; $z=2$ topográficos (slp; a/b)	95%
Zaidan e Fernandes (2009)	Bacia do Córrego Independência (Juiz de Fora/MG, sudeste do Brasil).	Parâmetros físicos do solo: $cs=0$; $rs=1.800$; $f=45$; $z=?$ topográficos (slp; a/b)	~100%
Sorbino, Sica e Cascini (2010)	Região da Campânia, sudoeste da Itália.	Parâmetros físicos do solo: $cs=5000$; $rs=1.500$; $f=38$; $z=?$. topográficos (slp; a/b)	77%
Goetz, Guthrie e Brenning (2011)	Bacia hidrográfica de Klanawa, Ilha de Vancouver, Columbia Britânica, Canadá.	Parâmetros físicos do solo: $cs=1000$; $rs=1.780$; $f=40,6$; $z=3$. topográficos (slp; a/b)	80%
Listo e Vieira (2012)	Bacia hidrográfica do Limoeiro no município de São Paulo/SP, sudeste do Brasil.	Parâmetros físicos do solo: $cs=0$; $rs=1.700$; $f=35$; $z=2$. topográficos (slp; a/b)	70%
Michel (2013); Michel <i>et al.</i> (2014)	Bacia do Rio Cunha (Rio dos Cedros/SC).	Parâmetros físicos do solo: $cs=11900$; $cr=0$ $rs=1.733$; $f=31,2$; $w=2,6$ $z=10$. topográficos (slp; a/b)	100%
Aristizábal, García e Martínez (2015)	bacia hidrográfica de La Arenosa, Cordilheira dos Andes, Colômbia.	Parâmetros físicos do solo: $cs=7250$; $rs=1.800$; $f=27,6$; $z=2$. topográficos (slp; a/b)	91%
Teixeira <i>et al.</i> (2015)	Bacia do rio Tibo, no noroeste de Portugal.	Parâmetros físicos do solo: $cs=2000$; $rs=1.498$; $f=32$; $z=1,2$. topográficos (slp; a/b)	77%
Sarkar, Roy e Roha (2016)	Região do Himalaia indiano -cidade de Darjeeling, Bengala Ocidental, Índia.	Parâmetros físicos do solo: $cs=4420$; $rs=1.600$; $f=22$; $z=2$. topográficos (slp; a/b)	64,5%
Sbroglia <i>et al.</i> (2018)	Microbacia do Ribeirão Baú, município de Ilhota/SC, sul do Brasil.	Parâmetros físicos do solo: $cs=6620$; $cr=0$ $rs=1.800$; $f=28$; $w=0$; $z=2$. topográficos (slp; a/b)	81,8%
Vieira <i>et al.</i> (2018)	Bacia do Rio Copebrás, município de Cubatão-SP, sudeste do Brasil.	Parâmetros físicos do solo: $cs=1000$; $rs=1.743$; $z=3$ $f=34$. topográficos (slp; a/b)	76%
Santos e Listo (2019)	Município de Camaragibe – PE, nordeste do Brasil.	Parâmetros físicos do solo - Formação Barreiras: $cs=3700$; $cr=0$; $rs=1898$; $f=31,2$; $w=0$; $z=5$. topográficos (slp; a/b) Parâmetros físicos do solo - Embasamento Cristalino: $cs=3800$; $cr=0$; $rs=1994$; $f=29,4$; $w=0$ $z=5$. topográficos (slp; a/b)	50%
Reginatto <i>et al.</i> (2021)	Bacia hidrográfica do Rio Garcia, município de Blumenau/SC	Parâmetros físicos do solo: $cs=7800$ a $20,3$ N/m ² ; $cr=0$; $rs=1397$ a 1876 kg/m ³ ; $f=21^\circ$ a 32° ; $w=0$; $z=5$. topográficos (slp; a/b)	70%
Michel <i>et al.</i> (2021)	Bacia hidrográfica do rio Cunha, Santa Catarina	Parâmetros físicos do solo: $cs=2380$ a 11900 N/m ² ; $cr=4000$ a 8000 N/m ² ; $rs=1750$ kg/m ³ ; $f=20^\circ$ a $31,2^\circ$; $w=2600$ N/m ² ; $z=1,2,5,10$. topográficos (slp; a/b)	~80%
Jang <i>et al.</i> (2021)	Saam-ri, Chuncheon, Coreia do Sul.	Parâmetros físicos do solo: $cs=2000$ N/m ² ; $cr=2000$ a 20000 N/m ² ; $rs=1620$ kg/m ³ ; $f=38^\circ$; $z=1$. topográficos (slp; a/b)	96,4%

*(cs - coesão do solo [N/m²]; cr - coesão das raízes [N/m²]; rs - peso específico do solo [kg/m³]; f - ângulo de atrito [°]; w - peso da vegetação [N/m²] e z – profundidade [m]; slp – declividade; a/b – área de contribuição). **Melhor cenário. Fonte: Organizado pelo autor (2022).

²A busca pelas pesquisas citadas na Tabela 2 foi realizada no período entre junho de 2018 e janeiro de 2022 nas bases de dados do Portal Periódicos Capes, Google Acadêmico e *Science Direct*. As estratégias de busca envolveram a associação dos seguintes termos: “Suscetibilidade a escorregamentos”, “Modelos matemáticos”, “Shalstab”, “Modelo determinístico”. Não foi determinada uma restrição por tempo de publicação. Diante dos resultados das buscas, foram selecionados trabalhos para a leitura do texto completo por meio da análise do título e resumo. Foram considerados elegíveis para entrar nesta revisão as pesquisas científicas que obtiveram mapeamentos de suscetibilidade com relevante capacidade preditiva quando validados.

O SHALSTAB também foi utilizado por Goetz, Guthrie e Brenning (2011) para avaliar escorregamentos na Bacia hidrográfica de Klanawa (Ilha de Vancouver, Columbia Britânica, Canadá). Para o mapeamento dispuseram de um MDT com resolução espacial de 25m e dados geotécnicos adquiridos na bibliografia ($cs=1000$; $rs=1.780$; $f=40,6$; $z=3$) (Tabela 2). O desempenho do modelo foi validado pela comparação das áreas de escorregamentos previstos e observados na área (278 cicatrizes) sob a curva ROC com 80% de acerto.

Tal como Goetz, Guthrie e Brenning (Op cit.) dados geotécnicos adquiridos via literatura especializada também foram empregados por Listo e Vieira (2012) na modelagem de suscetibilidade a escorregamentos rasos com o SHALSTAB, em uma bacia densamente urbanizada na cidade de São Paulo (SP). Os autores utilizaram um MDT com resolução de 4m para aquisição dos parâmetros topográficos acompanhado dos seguintes dados geotécnicos ($cs=0$ N/m²; $rs=1.700$ kg/m³; $f=35^\circ$; $z=2m$) (Tabela 2). Para fins de validação, o modelo foi comparado com o mapeamento de áreas de risco utilizando-se a metodologia proposta pelo Ministério da Cidades/IPT (2004), que identifica os setores conforme graus de risco/perigo. Nesse trabalho, apenas 20% da bacia foi classificada como naturalmente instável, mas na sobreposição entre o mapa de setores de risco/perigo e o mapa de suscetibilidade, cerca de 70% das áreas de risco alto coincidiram com as classes mais instáveis, indicando sucesso na previsão realizada.

Michel *et al.* (2014) aplicaram o SHALSTAB modificado na bacia do Rio Cunha, município de Rio dos Cedros/SC, utilizando um MDT com resolução de 5m. Os dados geotécnicos foram avaliados *in situ* e testes de laboratório com ensaios de cisalhamento direto ($cs=11900$ N/m²; $cr=0$; $rs=1.733$ kg/m³; $f=31,2^\circ$; $w=2,6$; $z=10m$) (Tabela 2). Segundo os autores, o modelo apresentou apenas 13% de classes instáveis, todavia 100% das cicatrizes de escorregamentos localizaram-se nessas classes.

Aristizábal, García e Martínez (2015) realizaram uma análise com o SHALSTAB em área de solo tropical e relevo ativo em uma localidade a sul dos Andes colombianos. Os dados geotécnicos utilizados foram adquiridos via literatura especializada ($cs=7250$ N/m²; $rs=1.800$ kg/m³; $f=27,6^\circ$; $z=2m$) (Tabela 2) e o MDT possuía resolução de 10m. O desempenho do cenário foi validado pela comparação das áreas de escorregamentos previstos e observados na área sob a curva ROC (Receive *Operating Characteristic*) com taxa de 91% de acerto.

Teixeira *et al.* (2015) aplicaram o modelo na bacia do rio Tibo, noroeste de Portugal. Para a modelagem, utilizaram um MDT com resolução de 4m e os dados geotécnicos foram adquiridos *in situ* e testes de laboratório com ensaios de cisalhamento direto ($cs=2000$ N/m²;

$rs=1.498 \text{ kg/m}^3$; $f=32^\circ$; $z=1,2\text{m}$) (Tabela 2). Diante da validação, os autores identificaram que mais de 77% das cicatrizes coincidiram com as classes mais instáveis.

Sarkar, Roy e Raha (2016) aplicaram o modelo para avaliar a suscetibilidade a escorregamentos rasos numa região do Himalaia indiano. Os dados geotécnicos foram adquiridos a partir de testes de laboratório (ensaio de cisalhamento direto). Os autores elaboraram três cenários diferentes com dados geotécnicos distintos. O desempenho desses foi validado pela comparação das áreas de escorregamentos previstos e observados na área sob a curva ROC. O melhor cenário (cenário 3) apresentou 64,5% de acerto, elaborado a partir dos seguintes valores geotécnicos: $cs=4420 \text{ N/m}^2$; $rs=1.600 \text{ kg/m}^3$; $f=22^\circ$ e $z=2\text{m}$ (Tabela 2).

Sbroglia *et al.* (2018) realizaram um mapeamento de áreas suscetíveis a escorregamentos translacionais utilizando a ferramenta *Automatic SHALSTAB Analysis - ASA* na microbacia do Ribeirão Baú, município de Ilhota/SC. Os autores elaboraram oito cenários, variando a resolução espacial do MDT, bem como, utilizaram valores mecânicos concentrados e distribuídos. Dentre os cenários analisados, o de melhor desempenho foi o 1-B, que utilizou dados geotécnicos obtidos em coletas de campo e ensaios de laboratório ($cs=6620 \text{ N/m}^2$; $cr=0$; $rs=1.800 \text{ kg/m}^3$; $f=28^\circ$; $w=0$; $z=2$). Os dados topográficos, por sua vez, foram extraídos a partir de um MDT de alta resolução (1m). A validação foi realizada a partir de um inventário de 527 cicatrizes de escorregamentos mapeadas e apresentou um acerto de 81,8% (Tabela 2).

Com a proposta de avaliar métodos para a previsão espacial e temporal dos escorregamentos translacionais rasos numa área localizada na Serra do Mar Paulista, Vieira *et al.* (2018) empregaram os modelos SHALSTAB e TRIGRS e notaram que ambos foram eficazes nos mapeamentos de suscetibilidade. No tocante aos cenários gerados com o SHALSTAB, o cenário A3 representou uma situação saturada ($cs=1000 \text{ N/m}^2$; $rs=1.743 \text{ kg/m}^3$; $z=3 \text{ m}$ $f=34^\circ$) e parâmetros topográficos extraídos de um MDT com resolução de 4m^2 (Tabela 2). Este foi o que apresentou a melhor correspondência entre as cicatrizes e as áreas instáveis, com um índice de acerto de 76% (Tabela 2).

Utilizando a ferramenta ASA, Santos e Listo (2019) aplicaram o SHALSTAB na previsão de escorregamentos no município de Camaragibe (Região Metropolitana de Recife), nordeste do Brasil. Os autores geraram seis cenários de suscetibilidade, espacializando os valores físicos do solo de forma distribuída de acordo com as áreas de sedimentos da Formação Barreiras e de Embasamento Cristalino. Na análise da acurácia dos modelos, o cenário IV apresentou o melhor índice de acerto, conforme a curva ROC, das quais, 50% das cicatrizes concentraram-se nas áreas instáveis. O cenário IV foi elaborado com os seguintes valores: $cs=3700 \text{ N/m}^2$; $cr=0$; $rs=1898 \text{ kg/m}^3$; $f=31,2^\circ$; $w=0$ e $z=5\text{m}$ (Tabela 2).

Ao aplicar o SHALSTAB modificado e com a adoção da ferramenta ASA, Reginatto *et al.* (2021) realizaram uma análise em relação ao MDT com resolução espacial de 10m e de 1m em uma bacia hidrográfica no Estado de Santa Catarina. Os autores utilizaram valores geotécnicos obtidos da literatura especializada e os distribuíram entre cinco unidades: $c_s=7800$ a $20,3 \text{ N/m}^2$; $c_r=0$; $r_s=1397$ a 1876 kg/m^3 ; $f=21^\circ$ a 32° ; $w=0$; $z=5$ (Tabela 2). Os resultados deste estudo demonstraram que a resolução espacial com MDT de 1m foi a que exportou uma maior quantidade de escorregamentos em um menor percentual de área instável da bacia, indicando melhor capacidade preditiva. Cerca de 70% dos escorregamentos foram identificados em apenas 16% da área estudada (Tabela 2).

Visando avaliar os efeitos da vegetação na modelagem de estabilidade de encostas, Michel *et al.* (2021) aplicaram o SHALSTAB modificado com uso da ferramenta ASA no município de Rio dos Cedros – SC. Os autores consideraram os parâmetros do modelo de forma constante em toda a área estudada para confecção de quatro cenários variando a profundidade do solo ($z= 1\text{m}$, 2m , 5m e 10m) (Tabela 2). Foi observado que a coesão das raízes contribuiu significativamente para o aumento da estabilidade das encostas, principalmente em solos rasos. O parâmetro peso da vegetação, por sua vez, atuou na redução da estabilidade da encosta exercendo maior influência em solos rasos.

Com a mesma proposta de identificar o efeito de mudanças na vegetação na estabilidade de encostas, Jang *et al.* (2021) desenvolveram um método para reproduzir a distribuição espacial da coesão do solo e das raízes com aplicabilidade em encostas florestais, empregando uma abordagem de modelagem probabilística com o uso do SHALSTAB. Os autores basearam-se em dados de campo e espacialização via *krigagem* para analisar a suscetibilidade aos escorregamentos na Coreia do Sul. O melhor cenário produzido apresentou os seguintes dados geotécnicos: $c_s=2000 \text{ N/m}^2$; $c_r=2$ a 20 ; $r_s=1620 \text{ kg/m}^3$; $f= 38^\circ$ e $z=1$ e parâmetros topográficos extraídos de um MDT com resolução de 5 m (Tabela 2). Os resultados com base na precipitação crítica (151 mm dia^{-1}), que desencadeou escorregamentos, mostraram que a instabilidade diminuiu à medida que a coesão do solo e das raízes aumentou, constatação balizada pelo estudo de Michel *et al.* (2021) no Brasil. O cenário, quando submetido à curva ROC, obteve elevada AUC (0,858), ou seja, precisão de 96,4%.

2.6 Modelo AHP: conceituação e aplicações

O Processo Analítico Hierárquico (*Analytic Hierarchy Process - AHP*) consiste em um dos métodos probabilísticos para previsão de escorregamentos, com abordagem heurística

(análise multicritério), com atribuição de pesos para determinados fatores. O modelo surgiu na década de 1970, desenvolvido pelo matemático estadunidense Thomas Saaty, e consiste na escolha entre alternativas mais ou menos importantes na ocorrência de determinados processos, estruturando e combinando as diferentes análises para a tomada de decisão.

O AHP auxilia na escolha das melhores alternativas naquelas situações em que vários objetivos deverão ser alcançados simultaneamente. Tal método requer um processo de estruturação ou de modelagem para se chegar à alternativa (ou às alternativas) que melhor atendam aos objetivos almejados. Conforme Raffo (2012), o AHP permite ponderar quantitativamente variáveis mediante a interação do pesquisador com o modelo matemático, inserindo, dessa forma, considerações qualitativas.

Inicialmente, o AHP foi elaborado para a área de Administração, posteriormente, passou a ser aplicado nas mais diversas áreas do conhecimento (RAFFO, 2012), em função dos resultados obtidos. No processo de análise do modelo, há uma base matemática na qual é possível organizar e avaliar a importância relativa entre os critérios adotados e checar a consistência dos julgamentos realizados por meio de matrizes. Conforme Saaty (1991), o método deve ser relevante para formular problemas incorporando conhecimentos e julgamentos de forma que, as questões envolvidas sejam claramente articuladas, avaliadas, debatidas e priorizadas.

Em sua essência, o método envolve a hierarquização do problema com a atribuição de pesos (contribuição relativa de cada variável envolvida). A hierarquização é definida pelo especialista por meio da comparação pareada das variáveis selecionadas, na qual, é atribuído um critério de intensidade de importância relativa entre eles (SAATY, 2008).

Os pesos são atribuídos aos critérios, considerando sua importância relativa de acordo com a escala denominada *Escala Fundamental de Saaty*. Nessa escala, a intensidade de importância 1 equivale a uma igual importância, ou seja, dois parâmetros contribuem igualmente com o objetivo. No outro extremo, a intensidade 9 (extremamente importante) implica no favorecimento de um parâmetro sobre o outro (SAATY, 1991; 2008)

Por meio de critérios pré-selecionados ($C_1, C_2, C_3, C_4, C_5...$) utiliza-se uma matriz quadrada, na qual, realiza-se uma análise pareada, culminando em um peso para cada critério. Tendo por base os pesos da Escala Fundamental, forma-se a matriz de comparação paritária, conforme o Quadro 1.

Quadro 1 - Matriz quadrada de correlação pareada para aquisição da importância relativa de cada critério.

Critérios	C₁	C₂	C₃	C₄	C₅
C₁	1	$C_{21}=1/C_{12}$	$C_{31}=1/C_{13}$	$C_{41}=1/C_{14}$	$C_{51}=1/C_{15}$
C₂	C_{12}	1	$C_{32}=1/C_{23}$	$C_{42}=1/C_{24}$	$C_{52}=1/C_{25}$
C₃	C_{13}	C_{23}	1	$C_{43}=1/C_{34}$	$C_{53}=1/C_{35}$
C₄	C_{14}	C_{24}	C_{34}	1	$C_{54}=1/C_{45}$
C₅	C_{15}	C_{25}	C_{35}	C_{45}	1

Fonte: Adaptado de Saaty (2008).

Após a comparação pareada por meio da matriz quadrada, parte-se para a normalização dos valores, cujo valor de importância determinado para cada par é dividido pelo somatório dos valores de cada coluna. Desta forma, para a aquisição do valor do peso (**w_i**) de cada critério (**C₁, C₂, C₃, C₄, C₅...**) realiza-se a divisão do somatório de cada linha (**ΣL**) pelo número de critérios analisados, conforme exemplo no Quadro 2.

Quadro 2 - Matriz de Normalização dos critérios para aquisição do peso de cada critério.

Critérios	C₁	C₂	C₃	C₄	C₅	W_i (peso)
C₁	$1/\sum C_1$	$C_{21}/\sum C_2$	$C_{31}/\sum C_3$	$C_{41}/\sum C_4$	$C_{51}/\sum C_5$	$\sum L_1/5$
C₂	$C_{12}/\sum C_1$	$1/\sum C_2$	$C_{32}/\sum C_3$	$C_{42}/\sum C_4$	$C_{52}/\sum C_5$	$\sum L_2/5$
C₃	$C_{13}/\sum C_1$	$C_{23}/\sum C_2$	$1/\sum C_3$	$C_{43}/\sum C_4$	$C_{53}/\sum C_5$	$\sum L_3/5$
C₄	$C_{14}/\sum C_1$	$C_{24}/\sum C_2$	$C_{34}/\sum C_3$	$1/\sum C_4$	$C_{54}/\sum C_5$	$\sum L_4/5$
C₅	$C_{15}/\sum C_1$	$C_{25}/\sum C_2$	$C_{35}/\sum C_3$	$C_{45}/\sum C_4$	$1/\sum C_5$	$\sum L_5/5$

Fonte: Saaty (2008).

Após a comparação pareada dos critérios e a respectiva normalização busca-se um valor de consistência, visando confirmar a validade do resultado obtido, por meio do cálculo da Razão de Consistência (RC). Esta permite avaliar a inconsistência em função da ordem da matriz de julgamentos (Equação 2). O Cálculo do Índice de Consistência (IC) avalia o grau de inconsistência da matriz de julgamentos paritários (Equação 3).

$$RC = IC / IR$$

Equação 2

Onde: **RC** é a Razão de Consistência; **IC** é o Índice de Consistência e **IR** é o Índice Randômico.

$$IC = (\lambda_{max} - n) / (n - 1)$$

Equação 3

Onde: n é o número de ordem da matriz; λ_{\max} é o autovetor (média da matriz de correlação).

A tolerabilidade da inconsistência da matriz é denominada Índice Randômico, fornecido por uma tabela de valores (Tabela 3) e é função da dimensão da matriz de comparação. O IR é obtido para uma matriz randômica recíproca, com elementos não-negativos. Inúmeros tamanhos de matriz N foram aproximados por Saaty (1991), tendo como base simulações em laboratório.

Tabela 3 - Valores de IR em função da ordem da matriz quadrada.

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
IR	0	0	0,53	0,89	1,11	1,25	1,35	1,40	1,45	1,49	1,52	1,54	1,56	1,58	1,59

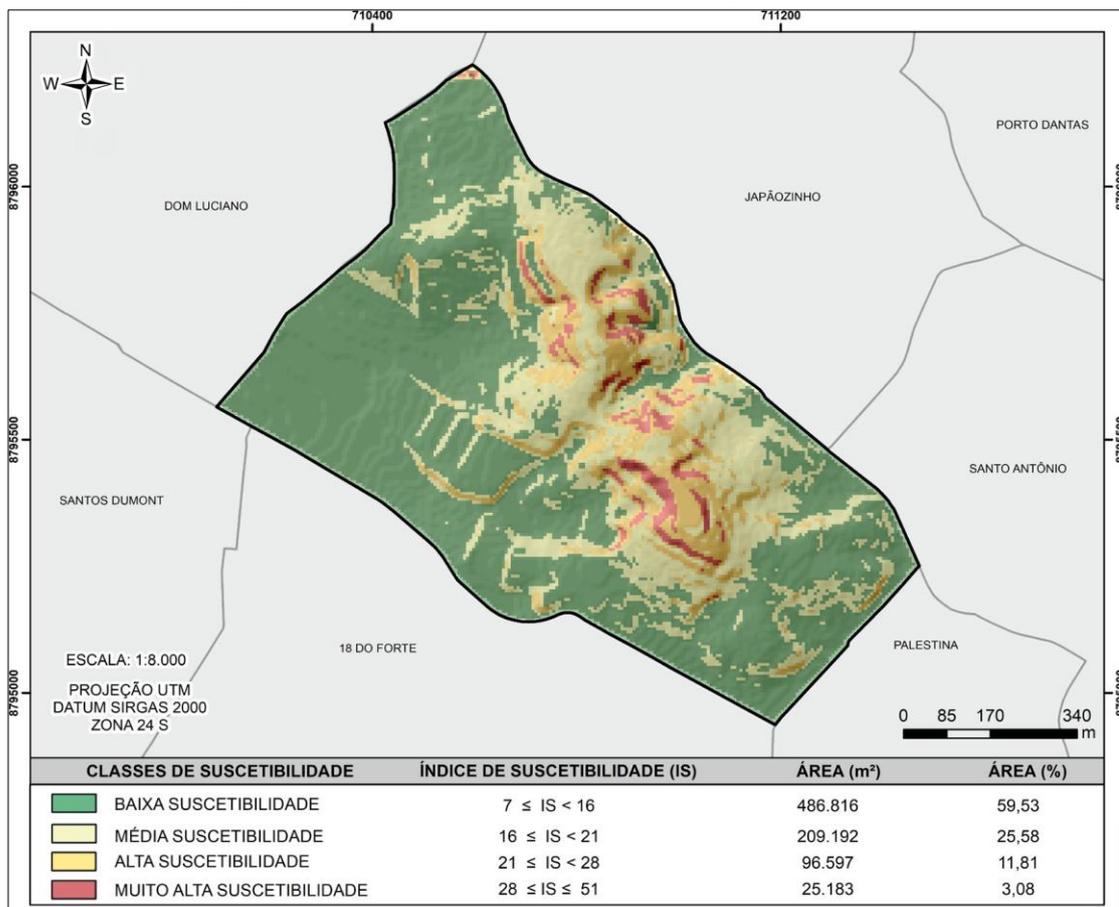
Fonte: Saaty (2008).

A partir do IC e do IR, adquire-se o valor de RC (Razão de Consistência). A RC mensura a coerência e a consistência das relações de importância consideradas na análise. Assim, caso seja superior a 0,10, o julgamento dos condicionantes deve ser refeito, devido incoerências. Quanto mais próxima de "0" for a razão de consistência, mais coerente será o modelo. Para valores de $RC > 0,10$ sugere-se uma revisão na matriz de comparações (CARVALHO e RIEDEL, 2005; SAATY 1991, 2008). Caso a RC seja coerente, o mapa de suscetibilidade poderá ser gerado (Figura 15).

Uma das vantagens do AHP é a possibilidade de modelar um problema com dados quantitativos envolvendo o grau de certeza ou incerteza do problema, além da possibilidade de reproduzir vários cenários. Como desvantagens do modelo podem-se citar a dificuldade de parâmetros em mesma escala, sobretudo para trabalhos de detalhe, e a dificuldade do decisor em ponderar um critério que represente fielmente a sua preferência de acordo com a escala fundamental do AHP.

Cientes das vantagens e facilidade do uso do AHP na gestão pública de riscos, Barredo *et al.* (2000) foram promissores a realizar trabalhos com o método para avaliar processos de escorregamentos na Espanha, no âmbito do Programa Ambiente e Clima da União Europeia. Os autores atribuíram pesos de forma hierarquizada para diversos parâmetros do terreno com influência no desenvolvimento de escorregamentos (Tabela 4). Como resultados, constataram que a abordagem heurística com o AHP provou ser uma alternativa válida para o mapeamento de escorregamentos.

Figura 15 - Exemplo de mapa de suscetibilidade a escorregamentos, obtido pelo método AHP aplicado no Bairro Cidade Nova, Aracaju – SE, Brasil.



Fonte: Franco *et al.* (2021).

Diante do sucesso da aplicação do AHP para a avaliação de processos geomorfológicos, Ayalew *et al.* (2005) realizaram estudo sobre a suscetibilidade a escorregamentos na Ilha de Sado, região leste do Japão, a partir de um comparativo entre o AHP e um modelo de regressão logística. Em ambos utilizaram os critérios de ângulo da encosta, hipsometria e litologia. O parâmetro que recebeu maior peso foi a litologia (44%). A validação ocorreu a partir de um inventário de escorregamentos com 145 cicatrizes, e os autores obtiveram 70% de acurácia para o modelo AHP e 63% para o modelo proveniente da regressão logística (Tabela 4).

Inspirados na pesquisa de Barredo *et al.* (Op. cit.) em território brasileiro, muitos pesquisadores e técnicos têm feito uso do método para a produção e/ou atualização de Planos Municipais de Redução de Risco – PMRR sob incentivo do extinto Ministério das Cidades. Um exemplo de aplicação do AHP na gestão pública é o trabalho de Faria e Augusto Filho (2013). Os autores elaboraram uma proposta de avaliação de áreas de risco a escorregamentos no Município de São Sebastião (SP) em consórcio com dados do Instituto Geológico do Estado de São Paulo (IG-SP). Na avaliação, utilizaram sete critérios em ordem decrescente de

ponderação, a saber: ângulo da encosta (33,5%), uso da terra (20%), nível d'água (18%), água superficial (10,8%), Amplitude (9,9%), solo (5,2%) e estrutura geológica (2,6%) (Tabela 4). Os resultados indicaram elevada correspondência entre a suscetibilidade estimada com a setorização de risco produzida pelo IG-SP.

Vanacôr e Rolim (2012) elaboraram um mapeamento da suscetibilidade a escorregamentos da Região nordeste do Rio Grande do Sul. Associaram técnicas estatísticas e heurísticas na avaliação dos parâmetros de declividade, curvatura, hipsometria, orientação da encosta, distância de drenagem, solo, uso e ocupação da terra e distância das vias. A partir da avaliação por critérios múltiplos, foi definido o peso de cada plano de informação, sendo a declividade considerada o critério de maior peso (34%) na obtenção do mapa de suscetibilidade. Este foi validado a partir de um inventário de escorregamentos e apresentou um índice de acerto de 60,61% (Tabela 4).

Reis *et al.* (2012) realizaram um estudo sobre suscetibilidade na região nordeste da Turquia. Considerou-se como fatores condicionantes para a suscetibilidade a declividade, litologia, orientação das encostas, uso e ocupação da terra, densidade de drenagem e a distância de estradas. Dos condicionantes utilizados, o que recebeu maior importância foi a declividade com 34% de influência no processo (Tabela 4). Os resultados foram validados a partir de um inventário de cicatrizes, apresentando bons índices de acerto (73%).

Excelentes resultados com a aplicação do AHP também foram obtidos por Shahabi *et al.* (2014) ao aplicarem o modelo em uma das províncias do Irã (Azerbaijão Ocidental). Para isto, utilizaram vários parâmetros para gerar o mapa de suscetibilidade e dentre eles, o de maior influência, foi a pluviometria (peso de 33%) (Tabela 4). O mapa de suscetibilidade obteve uma acurácia de 81,15%, validado via curva ROC.

O emprego da curva ROC também serviu para validar os mapeamentos produzidos por Kumar *et al.* (2015) que estudaram a suscetibilidade a escorregamentos do setor oriental do Distrito de Nilgiri (Índia), aplicando o método AHP. Os autores utilizaram diversas variáveis para gerar o modelo de suscetibilidade, na qual, a precipitação também recebeu o maior peso (25%) (Tabela 4). Na validação obteve-se uma precisão de 83%.

Em termos de análise comparativa, Pradhan e Kim (2016) avaliaram a capacidade preditiva de dois modelos diferentes (AHP e SHALSTAB) para mapear a suscetibilidade a escorregamentos no nordeste da Coreia. Dos parâmetros AHP, a área de contribuição foi o critério que recebeu a maior importância (28%) (Tabela 4). Na validação de ambos, os autores utilizaram tanto inventário de campo quanto o método da curva ROC. Na comparação entre os modelos, os autores concluíram que o mapa de suscetibilidade obtido pelo AHP juntamente

com o obtido pelo SHALSTAB, quando combinados, revelou uma precisão de sucesso aproximada de 80%.

Similar ao trabalho de Pradhan e Kim (Op. cit.), Nunes *et al.* (2016) realizaram um estudo de previsão de áreas suscetíveis aos escorregamentos na bacia do Ribeirão São Bartolomeu, Viçosa – MG, a partir do uso integrado do modelo SHALSTAB e análise multicritério. Foram empregados os fatores de uso e ocupação da terra, distância de vias e forma de vertentes para gerar três cenários de suscetibilidade, utilizando-se a técnica de comparação pelos pares AHP. O melhor cenário apresentou uma taxa de acurácia de 72,41% (Tabela 4).

Com aplicação na região Sul do Brasil, Brito; Weber; Silva Filho (2017) analisaram a suscetibilidade a escorregamentos no município de Porto Alegre (RS) com o AHP, para isto, consideraram quatro variáveis, sendo a declividade a variável mais importante (56%) (Tabela 4). Esse mapeamento, quando combinado com o inventário de escorregamentos, apresentou uma taxa de acurácia de 95%.

Meirelles; Dourado; Costa (2018) aplicaram o modelo AHP para mapear a suscetibilidade a movimentos de massa na bacia do rio Paquequer- RJ, sudeste do Brasil. Para isso, compararam vários parâmetros, sendo a declividade também o mais importante (peso de 22,7%) (Tabela 4). O mapeamento foi validado a partir de um inventário de movimentos de massa e apresentou 77% de acurácia.

Ainda com aplicação exitosa do AHP no nordeste do Brasil, Franco *et al.* (2021) empregaram o método em mapeamentos de suscetibilidade no município de Aracaju-SE. Na modelagem, os autores utilizaram quatro critérios hierarquizados da seguinte forma: inclinação (54,2%), hipsometria (23,3), litologia (14%) e densidade de Fluxo (8,5%). Em relação aos resultados, observaram que 3,08% do terreno estavam em condição de muita alta suscetibilidade a movimentos de massa, dos quais, 76,9% dos escorregamentos concentraram-se nessa área, atestando a eficiência do método (Tabela 4).

Moragues *et al.* (2021) utilizaram o AHP para mapear a suscetibilidade a escorregamentos nos Andes, sul da Patagônia Argentina. Para isto, empregaram seis critérios condicionantes da instabilidade das encostas em ordem decrescente de ponderação: ângulo (29%), geomorfologia (23%), aspecto (20%), litologia (13%), curvatura (9%) e geologia (6%). O mapa de suscetibilidade obteve índice de Consistência no valor de 0,069 e uma vez que o valor foi inferior a 0,1, o estudo é confiável (SAATY, 1991). Quando posto sob a validação com um inventário de escorregamentos, obteve uma precisão média de 78,1% (Tabela 4).

Tabela 4³ - Seleção de trabalhos exitosos que utilizaram o modelo AHP para previsão de escorregamentos, seus parâmetros e índices de acerto.

Autor e ano de publicação	Área de estudo	Parâmetros utilizados (% de peso)	Precisão do modelo (índice de acerto)
Barredo <i>et al.</i> (2000)	Ilhas Canárias, Espanha	Ângulo da encostas (22%), Litologia (14%) Proximidade de reservatórios (13%), Uso da terra (7%), Forma do terreno (6%), Cicatrizes (29%).	Qualitativa (Êxito)
Ayalew <i>et al.</i> , (2005)	Ilha de Sado, leste do Japão	Ângulo da encosta (39%), Hipsometria (17%), Litologia (44%).	70%
Reis <i>et al.</i> (2012)	Província de Rize, nordeste da Turquia	Declividade (34%), hipsometria (8%), aspecto (15%), litologia (23%), área de contribuição (4%), distância da de estradas (3%) e uso da terra (13%).	73,0%
Vanacôr e Rolim (2012)	Região nordeste do Rio Grande do Sul, Brasil	Declividade (35%), aspecto (4%), hipsometria (4%), litologia (20%), distância de drenagem (9%), uso da terra (9%), distância das vias (19%).	60,61
Faria, Augusto Filho (2013)	Município de São Sebastião (SP)	Declividade (33,5%), Uso da terra (20%), Nível d'água (18%), Água superficial (10,8%), Amplitude (9,9%), Material (5,2%) e Estrutura geológica (2,6%).	Qualitativa (Êxito)
Shahabi <i>et al.</i> (2014)	Azerbaijão Ocidental - Irã	Declividade (16%), aspecto (9%), litologia (24%), precipitação (33%), área de contribuição (2%), cobertura do solo (6%), distância das estradas (6%) e falhas (4%).	81,15 %
Kumar <i>et al.</i> (2015)	Setor leste do Distrito de Nilgiri - Índia	Declividade (13%), hipsometria (3%), aspecto (3%), curvatura (4%), geologia (16%), uso da terra (13%), área de contribuição (3%), Índices de Potência de fluxo e de Umidade (7%), NDVI (4%), precipitação (25%), lineamentos e proximidade da estrada (9%).	83,0%
Pradhan e Kim (2016)	Deokjeok-ri, nordeste da Coreia do Sul	Declividade (18%), aspecto (2%), curvatura (10%), hipsometria (2%), área de contribuição (28%), solo (10%), geologia (15%) e vegetação (15%).	86,67%
Nunes <i>et al.</i> (2016)	Bacia do Ribeirão São Bartolomeu, Viçosa – MG, Sudeste do Brasil	Forma do terreno (8%), distância da rodovia (14%), Uso da terra (23%), modelo de suscetibilidade (55%).	72,41%
Brito; Weber; Silva Filho (2017)	Município de Porto Alegre-RS, sul do Brasil	Declividade (56%), litologia (28%), acúmulo de fluxo (11%) e distância de lineamentos (5%).	95%
Meirelles; Dourado; Costa (2018)	Município de Teresópolis-RJ, sudeste do Brasil	Declividade (22,7%), orientação da encosta (2,5%), forma do terreno (13,8%), geologia (6,1%), pedologia (6,1%), uso da terra (16,3%), form. Superficial (6,1%), relevo (6,1%), proximidade da drenagem (9,7%), prox. a estradas (9,7%).	77%
Franco <i>et al.</i> (2021)	Município de Aracaju – SE, nordeste do Brasil	Inclinação (54,2%), Hipsometria (23,3), Litologia (14%) e Densidade de Fluxo (8,5%).	76,9%
Moragues <i>et al.</i> (2021)	Patagônia Argentina	Ângulo (29%), Geomorfologia (23%), Aspecto (20%), Litologia (13%), Curvatura (9%), Geologia (6%).	78,1

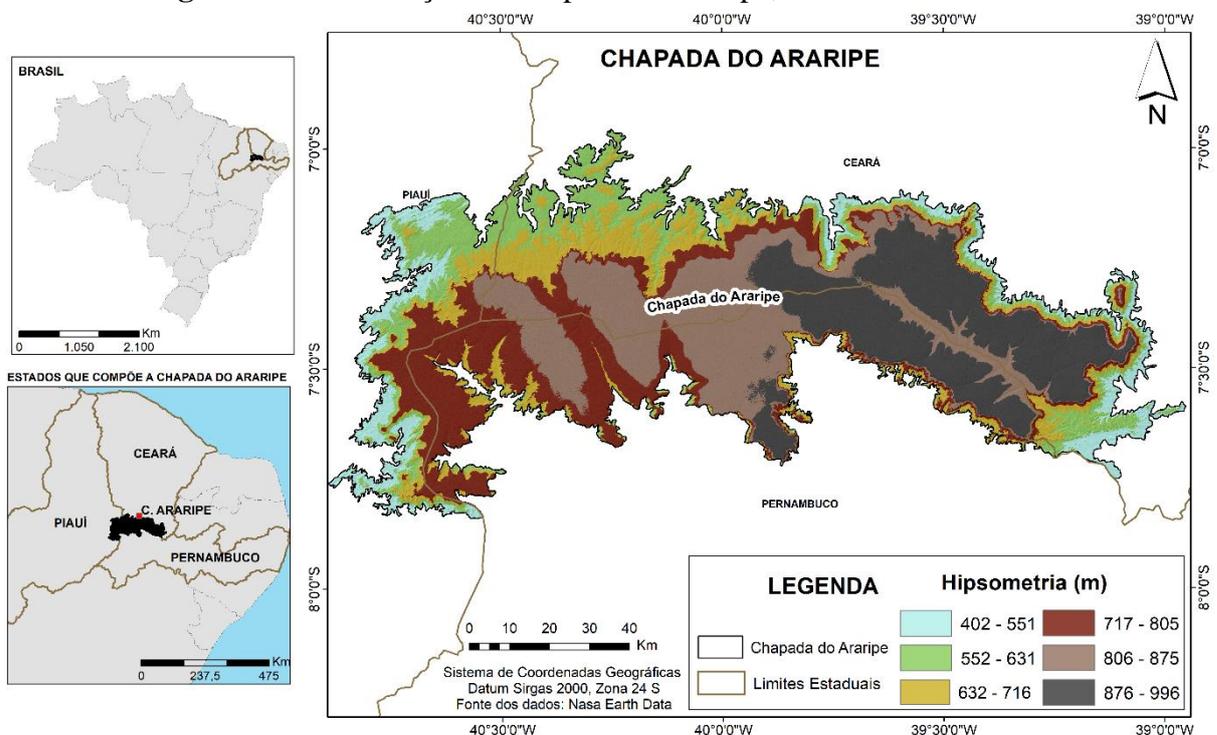
Fonte: Organizado pelo autor (2022).

³A busca pelas pesquisas citadas na Tabela 4 seguiu os mesmos critérios utilizados para a construção da Tabela 2 (referencial do Shalstab) em termos de escala temporal e bases de dados, sendo modificado apenas alguns termos de busca: “Suscetibilidade a escorregamentos”, “Modelos matemáticos”, “Modelos heurísticos”, “AHP” e “Álgebra de mapas”.

3 A CHAPADA DO ARARIPE NO CONTEXTO DO SEMIÁRIDO NORDESTINO BRASILEIRO: CARACTERIZAÇÃO

A Chapada do Araripe (área de 9.000 km²) localiza-se no interior do Nordeste brasileiro e estende-se por 190 km de leste para oeste entre os Estados do Ceará, de Pernambuco e do Piauí (Figura 16). As altitudes desse estreito platô diminuem suavemente de leste (1002 m) para oeste (800 m), enquanto a largura média permanece bastante constante (~ 30-40 km, chegando até 50-60 km no centro e oeste) (PEULVAST e SALES, 2004; PEULVAST *et al.*, 2008; PEULVAST e BÉTARD, 2015).

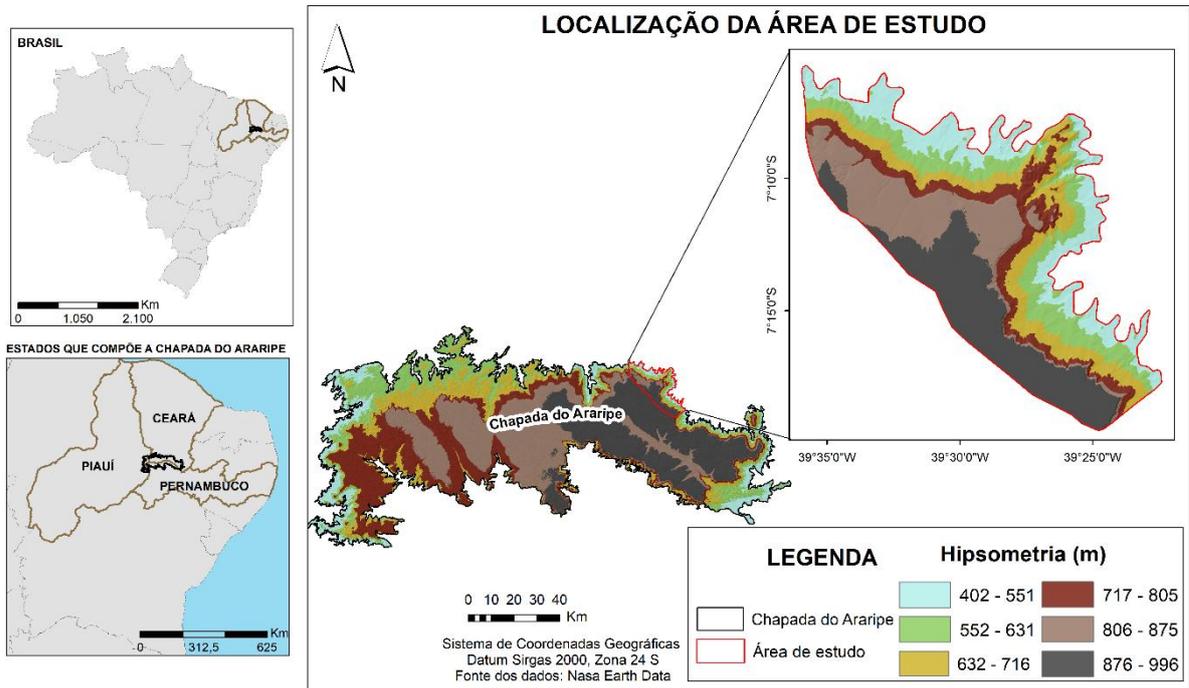
Figura 16 - Localização da Chapada do Araripe, semiárido nordestino.



Fonte: Autor (2022). Base dos dados: *Nasa Earth Data*.

O recorte escalar desta pesquisa (Figura 17) compreende a face oriental da Chapada do Araripe na região do Cariri Cearense. A área em estudo (287 km²) posiciona-se a partir de encostas orientadas para NE, sob a forma de anfiteatros (*hollows*), com curvaturas convergentes-côncavas, voltadas ao município do Crato - CE. A escolha desta área decorre da presença de características ambientais que favorecerem a ocorrência de escorregamentos (Figura 18), tais como: (i) índices médios anuais maiores de umidade e de precipitações pluviais (em relação ao restante da Chapada), (ii) relevos altimetricamente elevados e declivosos e (iii) pelo fato de constituir-se como ambiente de exceção (enclave subúmido).

Figura 17 – Localização da área de estudo (recorte escalar) inserido na Chapada do Araripe.



Fonte: Autor (2022). Base dos dados: *Nasa Earth Data*.

Figura 18 - Modelo tridimensional (exagero vertical de 4x) da área de estudo, no qual se observa que a escarpa foi bastante atingida por escorregamentos e topo tabular com ausência de processos, devido sua forma plana (A) e Cicatrizes de escorregamentos na escarpa (o retângulo amarelo em A indica o local aproximado da captura da imagem) (B).



Fonte: Autor (2018).

3.1 Meio Físico

Em um contexto regional, a Chapada do Araripe insere-se em uma bacia sedimentar intracratônica (Bacia Sedimentar Araripe) com área aproximada de 11.000 km². A mesma foi dividida, por Assine (2007), em duas sub-bacias pré-Aptianas menores denominadas Feira Nova e Cariri, respectivamente. Os limites da bacia estão condicionados pela Zona Transversal da Província da Borborema entre os lineamentos de Patos, ao norte, e de Pernambuco, ao sul (MONT'ALVERNE *et al.*, 1996).

Conforme Assine (1994), Assine (2007) e Neumann e Cabrera (1999), a litoestratigrafia da Bacia Sedimentar do Araripe descrita, em linhas gerais, corresponde a:

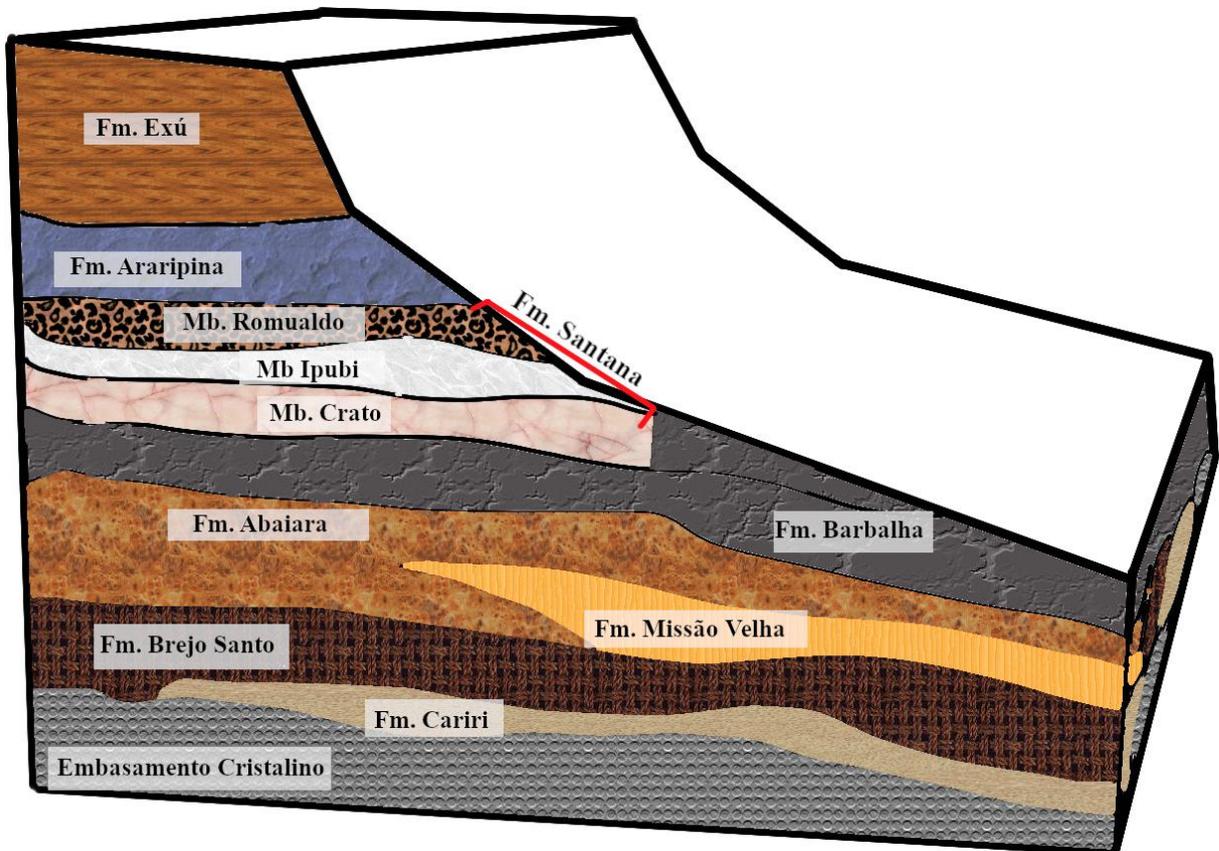
- (i) **Formação Cariri** (Paleozoica): conglomerado basal e arenito grosso;
- (ii) **Formação Brejo Santo** (Jurássica): composta por fase lacustre com arenito fino/siltitos/argilitos;
- (iii) **Formação Missão Velha** (Jurássica): caracterizada por arenitos grossos mal selecionados de formação fluvial com composições de siltitos, calcários e folhelhos;
- (iv) **Formação Abaiara** (Cretácea): composta por folhelhos siltíticos de várias pigmentações;
- (v) **Formação Barbalha** (Cretácea): com ciclos fluvio-lacustre/arenitos intercalados por folhelhos;
- (vi) **Formação Santana**, subdividida em três membros, da base para o topo: **membro Crato** composto por fase lacustre, predominantemente carbonática, com presença, separando as camadas, de arenitos, siltitos e folhelhos, **membro Ipubi** (Cretácea) correspondente a um sistema lacustre, e composta por anidrita/gipsita – evaporitos e **membro Romualdo** (Cretácea) composto por margas, folhelhos e concreções carbonáticas – conteúdo fóssilífero de origem marinha;
- (vii) **Formação Araripina** (Cretácea): com sedimentos terrígenos/ ritmitos/ arenitos finos e lamito e;
- (viii) **Formação Exu** (Cretácea): com arenitos grossos intercalados com arenitos conglomeráticos, de litologia sedimentar permoporosa.

Em síntese, diante da complexidade da litologia da Bacia Sedimentar do Araripe, resultante dos processos geológicos envolvidos em sua gênese, a Figura 19 apresenta um bloco

diagrama ilustrando a distribuição e o posicionamento (perfil) das unidades litoestratigráficas supracitadas.

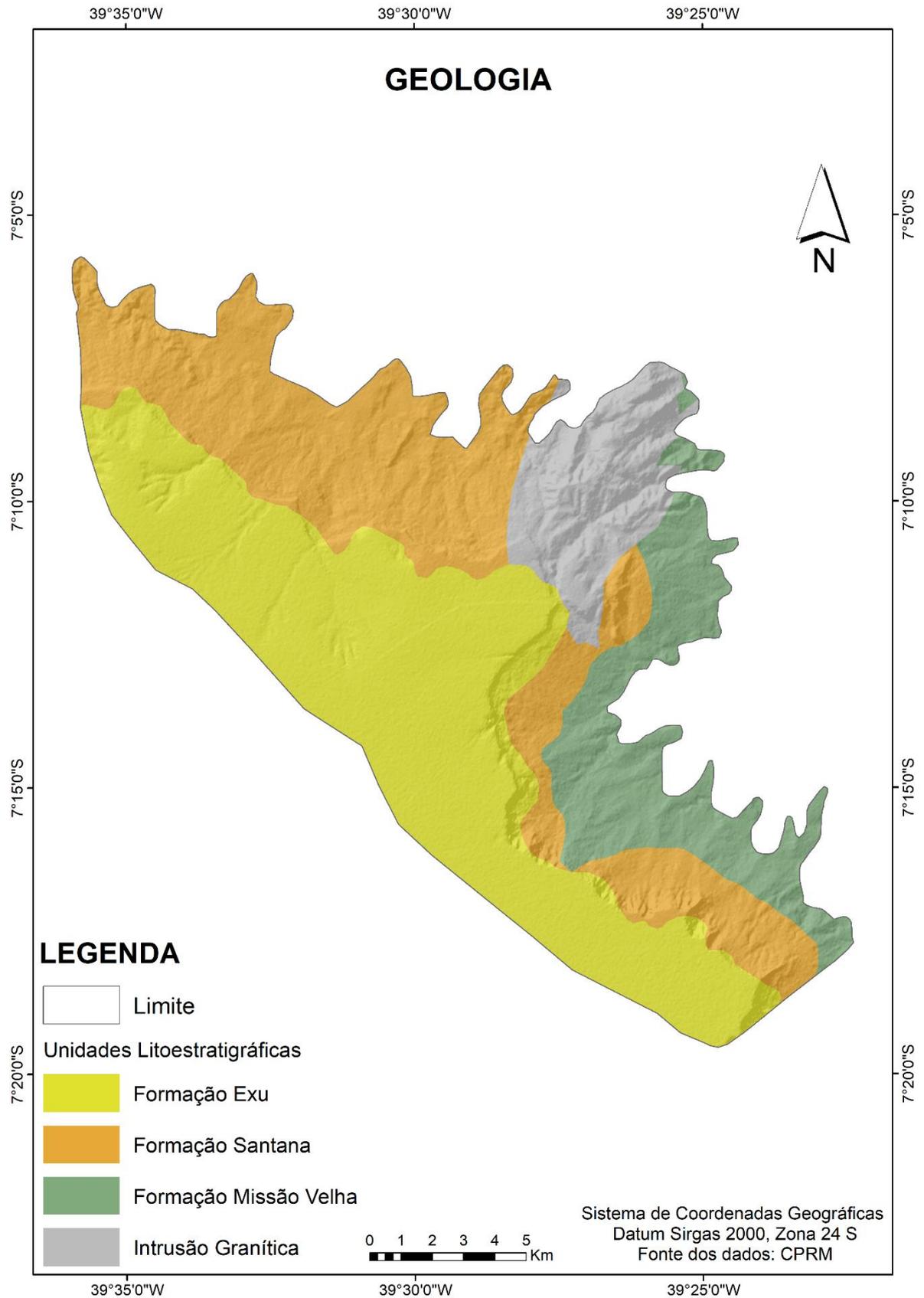
Dentre as unidades litoestratigráficas da Bacia do Araripe, estão presentes no recorte escalar desta pesquisa as seguintes formações: Formação Exu, Formação Santana e Formação Missão Velha, além de uma grande intrusão granítica na área central de idade pré-cambriana (CPRM, 2014) (**Figura 20**).

Figura 19 – Bloco diagrama indicando o perfil das unidades litoestratigráficas da Bacia Sedimentar do Araripe.



Fonte: Elaborado pelo autor com base em Assine (2007) e no acervo do Geopark Araripe (2018).

Figura 20 - Mapa geológico (unidades litoestratigráficas) da área de estudo.



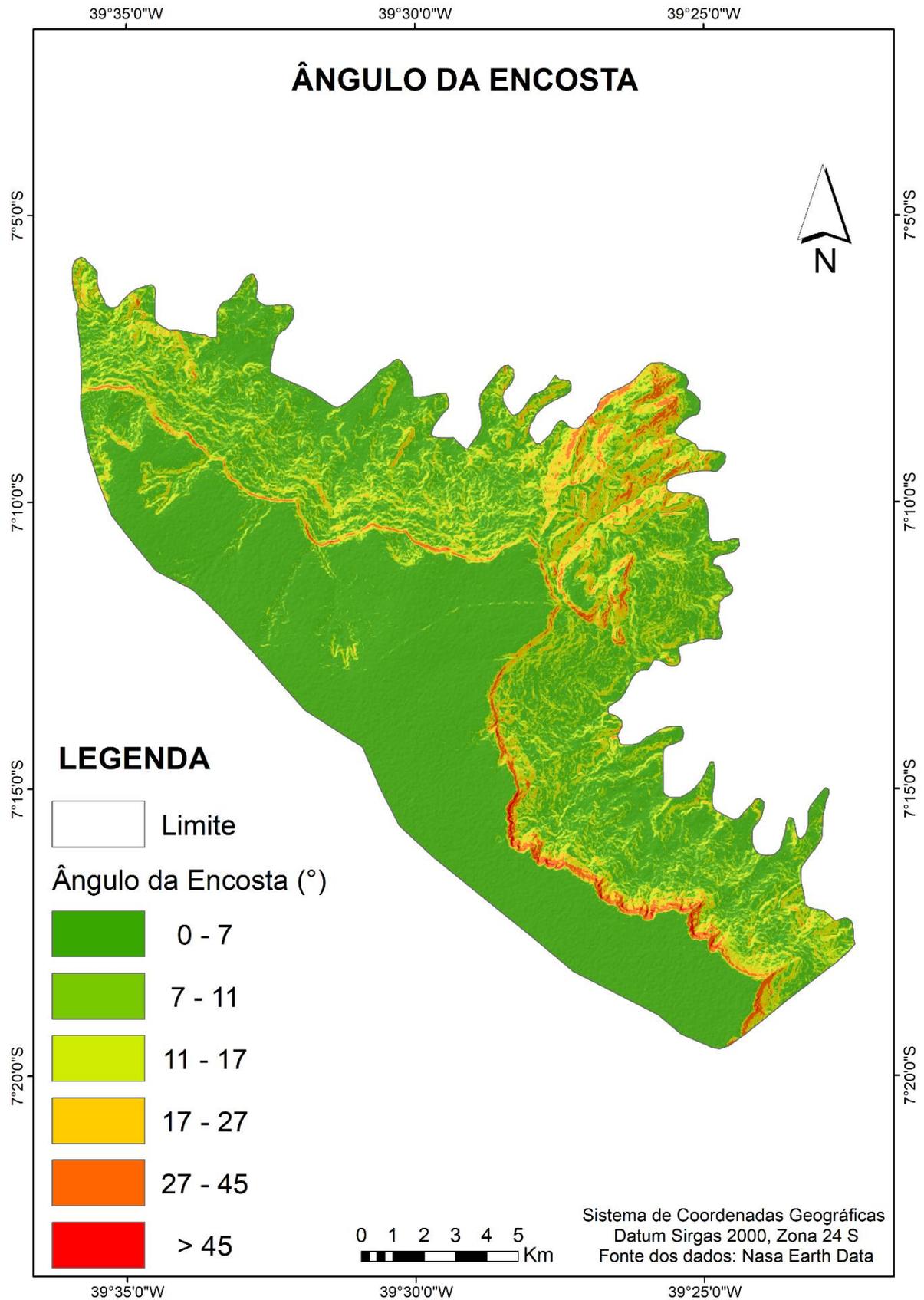
Em relação ao contexto geomorfológico, a Bacia do Araripe possui um controle estrutural – tectônica regional – com *grabéns* e *horst* associados, cujos compartimentos morfoestruturais principais são: a Chapada do Araripe e a Depressão Periférica (LIMA, 2015). Configura-se como um planalto de estrutura tabular, nitidamente delimitado por escarpas erosivas e pelos patamares de entorno, onde é notória a determinação do modelado por erosão remontante ou por embutimento em blocos de falhas (ASSINE, 1994; 2007). De acordo com Peulvast e Bétard (2015), a área oriental do Araripe é a mais escarpada, com uma face rochosa enfatizando o contorno escamoteado do platô, com altitudes entre 300 m e 600 m na Serra da Boa Vista (Crato), enquanto a Depressão do Cariri separa a chapada das encostas do noroeste do Planalto da Borborema e das terras altas do sul do Ceará.

No cenário geomorfológico estrutural, Correa; Mabesoone e Neumann (2000) indicam que o Araripe está concordante com o arranjo de fraturas regionais, sobretudo, aos controles exercidos pelo Lineamento Patos (ao Norte) e pelo Lineamento Pernambuco (ao Sul). A morfologia tabuliforme desenvolveu-se em estrutura concordante horizontal e sub-horizontal, com topo conservado mergulhando suavemente para oeste e limitado por escarpas erosivas abruptas (ASSINE, 2007). As escarpas no sentido oeste apresentam-se menos dissecadas, todavia, no setor norte e leste, encontram-se rampas conectando diferentes unidades: cimeira estrutural da chapada e a depressão periférica (LIMA, 2015).

A depressão periférica do Araripe consiste em uma zona de dissecção areolar bem definida e escavada pelos drenos subsequentes controlados pela estrutura e pela litologia. Tal superfície encontra-se modelada em pedimentos conservados a dissecados em colinas com cobertura coluvial e por plains e planícies aluviais comandadas pelas principais drenagens que entalham a área – localmente Granjeiro e Batateira no Crato (CORREA; MABESOONE; NEUMANN, 2000; LIMA, 2015).

De acordo com Brandão e Freitas (2014), a Chapada do Araripe representa uma vasta superfície de cimeira com cotas altimétricas em torno de 800 m e 1.000 m, com escarpas festonadas. A superfície de cimeira corresponde a uma superfície tabular diante de uma estrutura geológica composta por arenitos da Formação Exu. O grau de inclinação do terreno aumenta em direção ao topo da chapada, tendo maior proeminência da região escarpada e decrescendo, abruptamente, na unidade da cimeira estrutural, cuja declividade pouco ultrapassa os 0° (Figura 21) (FUNCEME, 2012; CPRM, 2014).

Figura 21 – Mapa de ângulo da encosta da área de estudo.

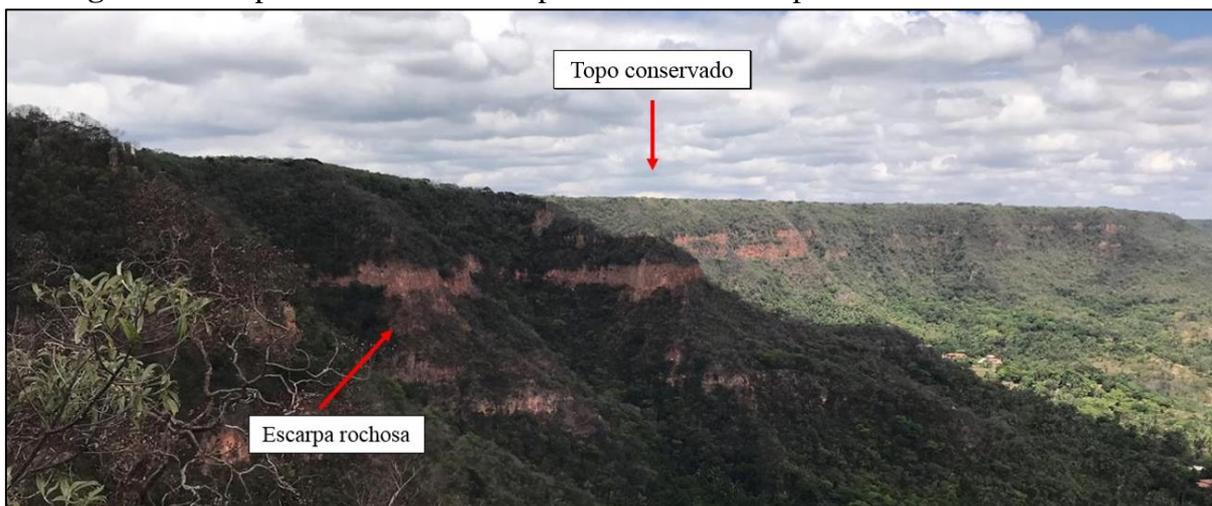


Fonte: Elaborado pelo autor (2022). Base dos dados: *Nasa Earth Data*.

A geomorfologia da Chapada do Araripe possui aspectos bastante expressivos diante de um vasto planalto sedimentar bem diverso. No recorte desta tese, foi proposta uma divisão do relevo em três compartimentos geomorfológicos: (i) Topo conservado, (ii) Escarpa e (iii) Maciço residual em cristas (Figura 24 e Figura 25).

O **Topo conservado** possui uma atitude próxima aos 1000 m, apresentando-se como uma superfície contínua, de morfologia tabuliforme em estrutura concordante horizontal a subhorizontal (Figura 22 e Figura 23). É alicerçado por rochas da Formação Santana e Missão Velha, com limite controlado por uma escarpa erosiva abrupta (LIMA, 2015; CARVALHO-NETA *et al.*, 2016). A **escarpa rochosa**, com cota de aproximadamente 800 m (Figura 22 e Figura 23), é fonte de material sedimentar para as encostas adjacentes (CARVALHO-NETA *et al.*, 2016). Já os **maciços residuais em crista** representam feições estruturais controladas por falhas de direção NE-SW, constituídas por rochas pré-mesozóicas do tipo granitoide cinzento com enclaves de diorito (LIMA, 2015) (Figura 23).

Figura 22 - Topo conservado e escarpa rochosa do Araripe modelada no arenito Exu.



Fonte: Autor (2018).

Os contornos da escarpa passam por importantes processos erosivos e apresentam, predominantemente, padrões convexos em suas áreas menos dissecadas e padrões côncavos em suas áreas mais dissecadas (Figura 24). Segundo GAO (1993), os perfis convexos contribuem para a dispersão do fluxo hídrico ao longo da encosta, enquanto os perfis côncavos contribuem para o aumento do fluxo hídrico para uma determinada direção, resultando no aumento da poropressão e conseqüente perda de sucção do solo devido ao escoamento superficial concentrado, favorecendo movimentos de massa.

Figura 23 - Mapa Geomorfológico da área de estudo.

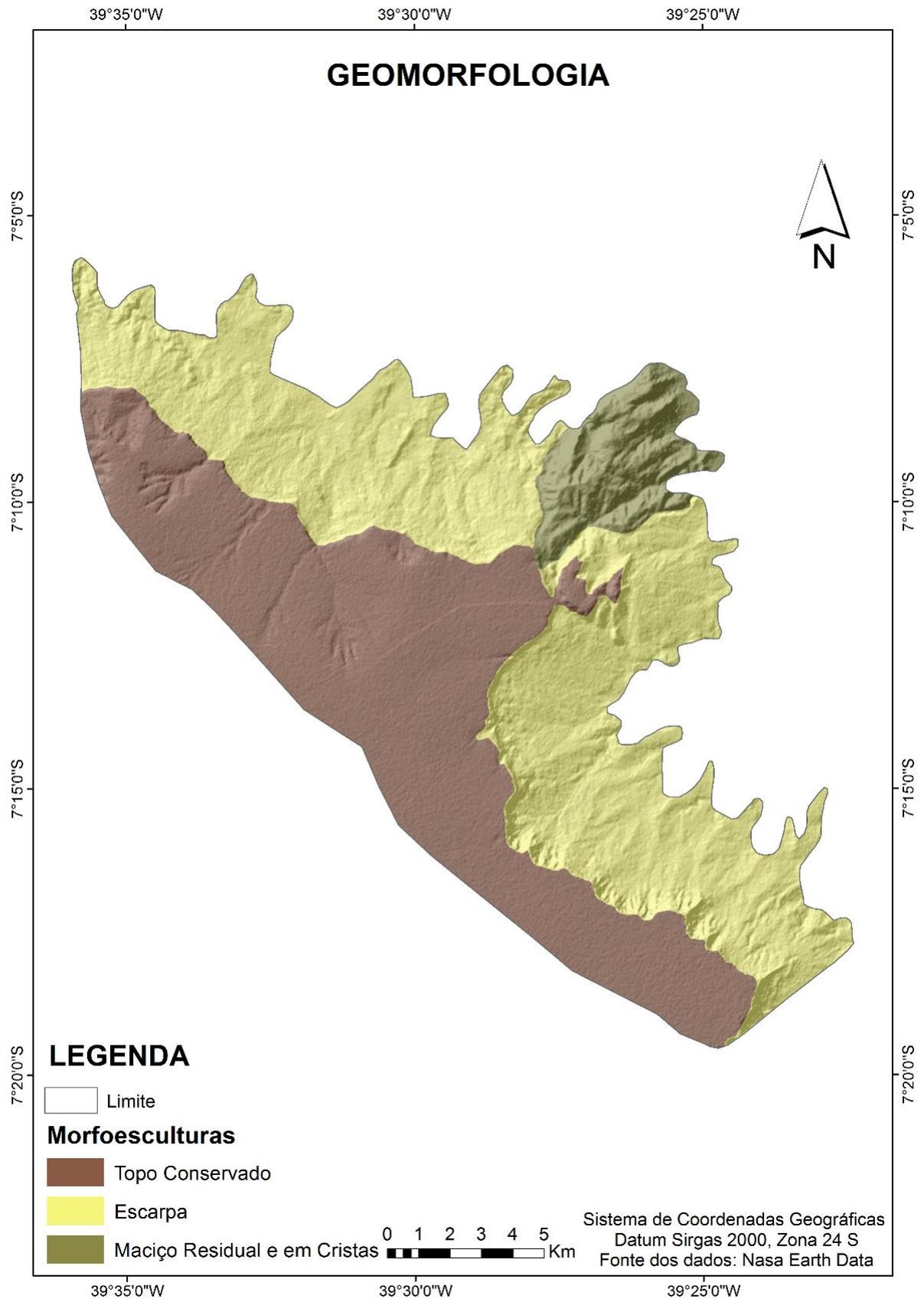
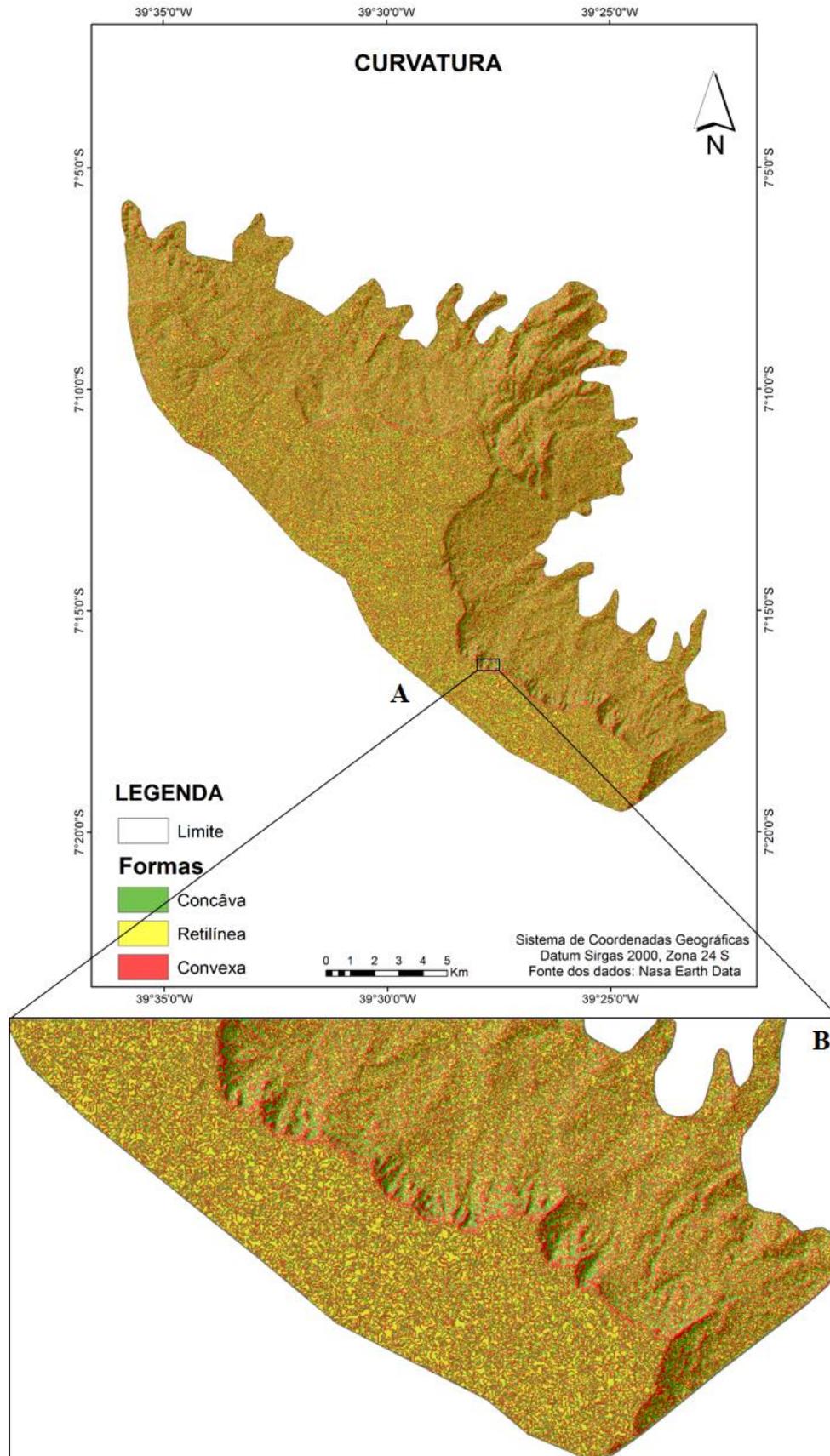


Figura 24 - Mapa de curvatura (em planta e em perfil) da área de estudo (A), detalhe indicando a região da escarpa rochosa com perfis côncavos (vermelho) e côncavos (verde) (B).



Fonte: Elaborado pelo autor (2022). Base dos dados: *Nasa Earth Data*.

Quanto aos solos do semiárido brasileiro, Corrêa; Souza e Cavalcanti (2014) afirmam que em decorrência das condições climáticas azonais, a distribuição pedológica está ligada aos controles litológicos e à compartimentação do relevo. Nesses ambientes, são encontrados: Neossolos Litólicos, Flúvicos e Regolíticos, Luvisolos, Planossolos e Vertissolos, diretamente associados ao sistema climático atual, e os Latossolos e Argissolos, que são solos tipicamente de ambientes úmidos indicam solos testemunhos de condições pretéritas mais úmidas. Deste modo, de acordo com a Funceme (2012), identificam-se na área de estudo as seguintes classes: Argissolo Vermelho; Argissolo Vermelho-Amarelo; Latossolo Amarelo; Neossolo Litólico e Neossolos Flúvicos (Figura 25).

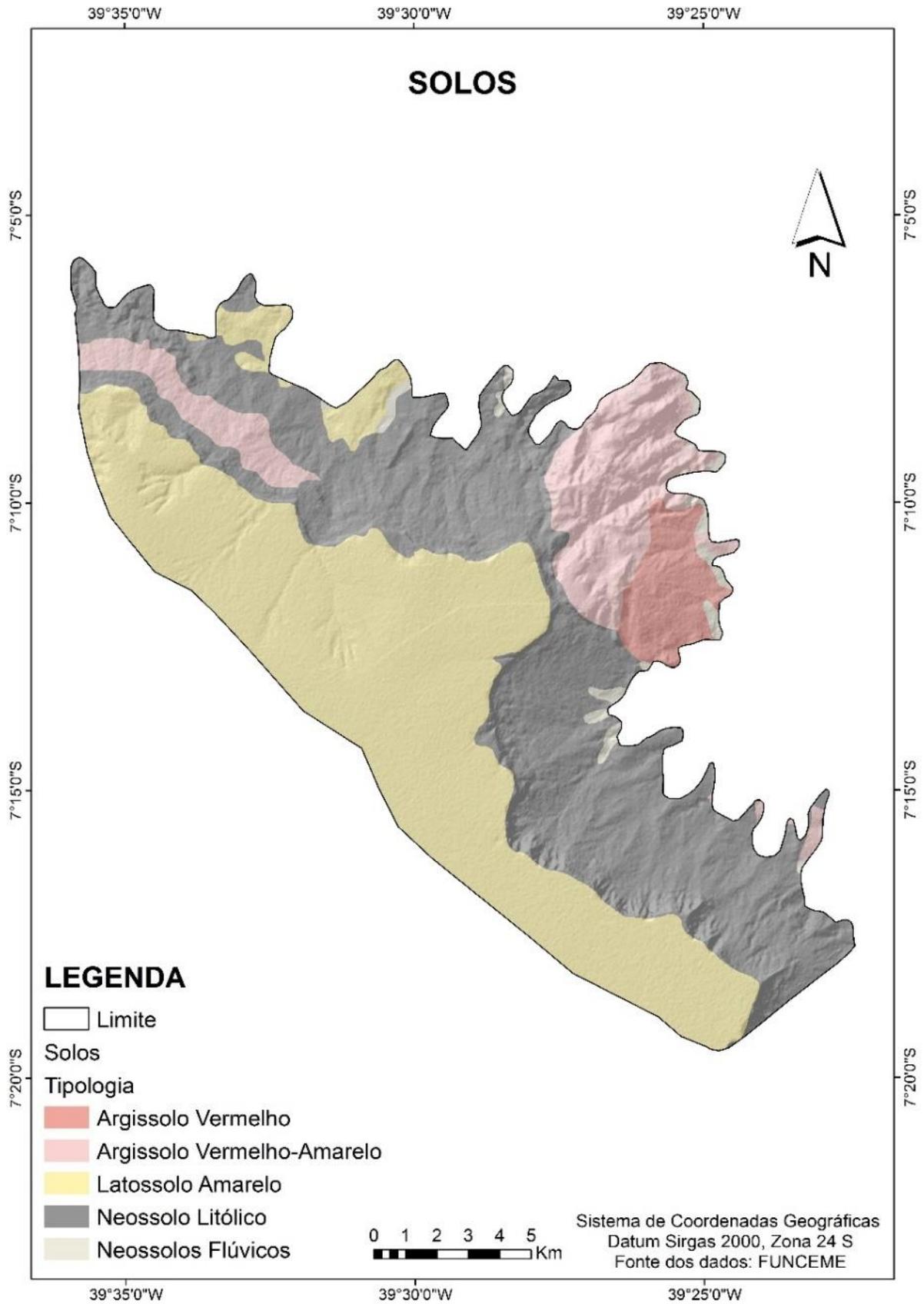
A partir do traçado do contexto ecogeográfico de subespaços de exceção no semiárido do Estado do Ceará, Guerra (2019), destaca que para a bacia do Araripe, a presença de Argissolos e de Latossolos foi produto de climas úmidos pretéritos. Para a autora, a existência destes solos, na atual região semiárida, possui uma ligação com os estágios de oscilações espaciais da ZCIT sobre o Nordeste brasileiro em forma de pulsos de climas úmidos.

Na área de estudo, a classe dos Latossolos é aquela que apresenta maior expressão espacial, ocupando, prioritariamente, o platô da Chapada. Os Latossolos, geralmente, apresentam perfis profundos a muito profundos e porosidade elevada. Em menor expressão, encontram-se os Argissolos, não hidromórficos e mediamente profundos a profundos. Estes são predominantes nos Patamares de entorno e em Glacis de acumulação, fortemente associados ao coluvionamento, com origem no material ou nas rochas do Grupo Santana e das Formações Exu e Cariri (LEPSCH, 2011; FUNCEME, 2012; LIMA, 2015; GUERRA, 2019).

Os Neossolos Litólicos, segunda classe de maior expressão na área, ocupam os patamares de entorno da escarpa. São solos não hidromórficos, pouco desenvolvidos, em geral rasos, frequentemente associados a afloramentos rochosos e estão distribuídos sobre os setores da encosta da chapada (LIMA, 2015). Os Neossolos Flúvicos, por sua vez, representam uma pequena parcela da área. Trata-se de solos profundos originados da sedimentação fluvial do holoceno, restritos às faixas de deposições junto às margens dos cursos d'água (FUNCEME, 2012; CARVALHO-NETA *et al.*, 2016).

Nesse sentido, no tocante a diversidade pedológica da região, é evidente a contribuição do clima subúmido, para a evolução dos solos no Cariri cearense. Apresentam, dessa forma, solos bem desenvolvidos e com expressividade (Latosolos e Argissolos) (FUNCEME, 2012). Assim, as ações sistemáticas da topografia, dos sistemas de drenagem, das dinâmicas climáticas e da cobertura coluvionar da depressão periférica do Cariri contribuíram para a formação de tais coberturas pedológicas (RIBEIRO, 2012; LIMA, 2015; CARVALHO-NETA *et al.*, 2016).

Figura 25 - Mapa pedológico da área de estudo.



Fonte dos dados: Funceme (2012). Organizado pelo autor.

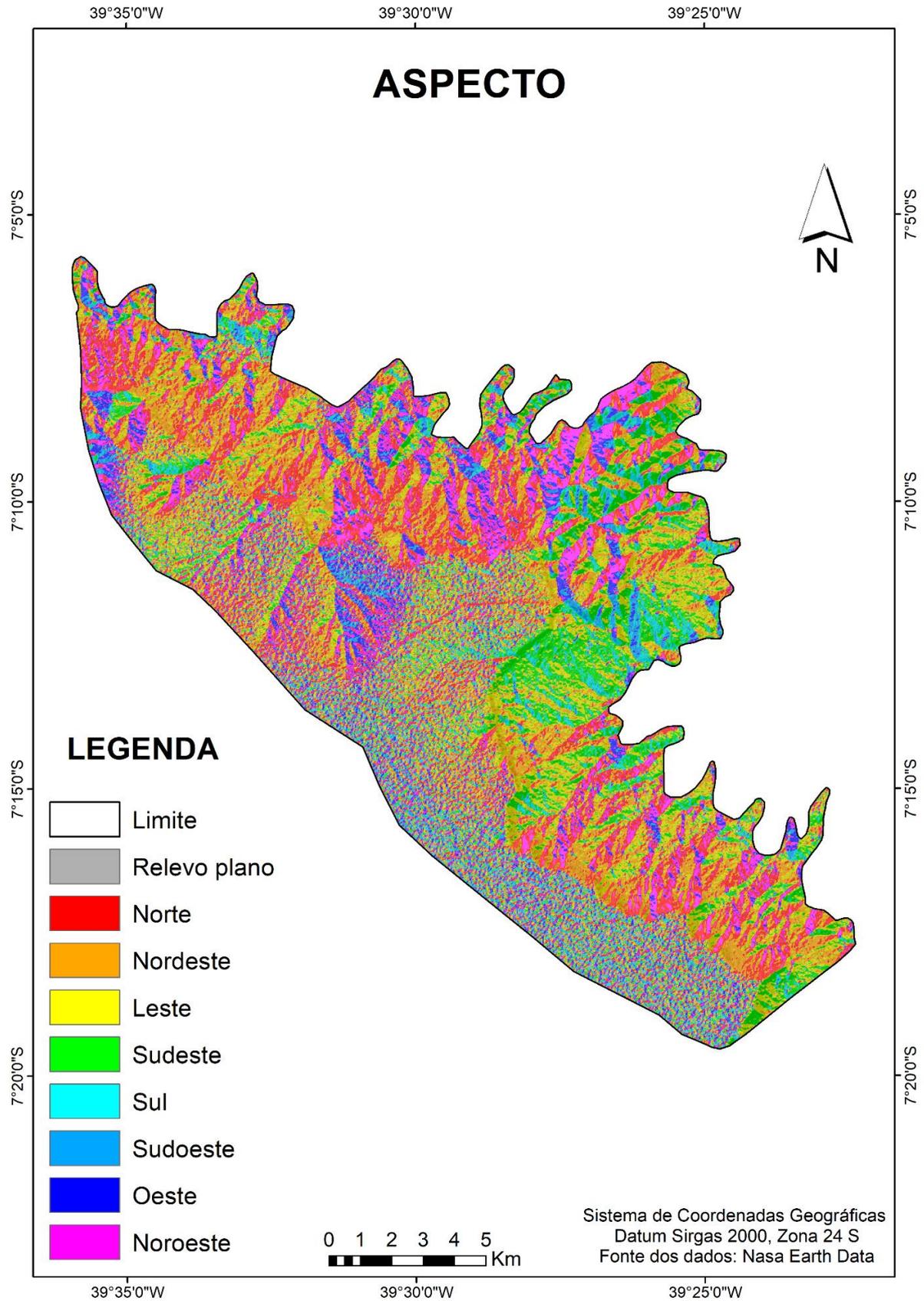
Ribeiro (2012) pontua a influência significativa do relevo e dos solos para a constituição da cobertura vegetal da Chapada do Araripe. No topo da chapada, ocorrem coberturas vegetais do tipo Cerradão e Cerrado. A encosta da chapada é caracterizada, principalmente, por sua vegetação florestal de porte expressivo. Nas áreas mais elevadas, destaca-se a floresta subperenifólia tropical plúvio nebuloso (mata úmida) e nas altitudes mais baixas, a floresta subcaducifólia tropical pluvial (mata seca) (RIBEIRO, 2012). A vegetação apresenta-se mais proeminente diante da maior umidade advinda de fontes, na encosta da chapada, e/ou próxima aos cursos fluviais. Há de se destacar o fator aspecto (orientação das encostas) (Figura 26), visto que determinadas orientações tendem a receber maior ou menor incidência solar, assim como, massas de ar e precipitações diferenciadas diante de diferentes orientações de suas encostas que influenciam os aportes de cobertura vegetal e, conseqüentemente, a suscetibilidade a movimentos de massa (GAO, 1993).

Em relação aos sistemas de drenagem, a principal bacia hidrográfica no setor oriental da Chapada é a bacia do rio Salgado, destacando-se o rio da Batateira e alguns riachos de menor expressão (Figura 27). Esse potencial hidrográfico é oriundo da elevada capacidade de absorção do solo, principalmente, aqueles derivados dos arenitos da Formação Exu. Além disso, a baixa declividade do topo da chapada favorece a alimentação dos aquíferos e o surgimento de inúmeras fontes, diante de precipitações mais elevadas (RIBEIRO, 2012).

Por estar inserida em um ambiente de exceção, a região apresenta taxas pluviométricas anuais que podem ultrapassar 1.000 mm (GUERRA, 2019). Trata-se de um valor expressivo comparando-se com a média pluviométrica das áreas semiáridas ao entorno, cuja precipitação anual varia entre 300 mm e 800 mm. Entende-se que a pluviosidade exerce uma importante influência nos processos morfodinâmicos, uma vez que grande parte desses processos relaciona-se com a saturação dos solos (BASTOS; PEULVAST, 2016).

Dados coletados a partir do posto pluviométrico denominado Posto Crato (coordenadas 7°14'00" S e 39°24'00" O e altitude de 491 m) mantido pela Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), em uma série histórica do período entre 1974 e 2019 (Figura 28), revela uma média pluviométrica anual de 1101 mm. Porém, para o período supracitado, observa-se que a distribuição da chuva ocorre de forma irregular, ora apresentando anos acima da média ora abaixo. Durante o período analisado o Desvio Padrão foi de aproximadamente 281mm, corroborando com os dados coletados que apresentaram grande variação dos índices pluviométricos ao longo da série histórica pesquisada.

Figura 26 - Mapa de aspecto da área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor (2022). Base dos dados: *Nasa Earth Data*.

Figura 27 - Mapa hidrográfico da área de estudo.

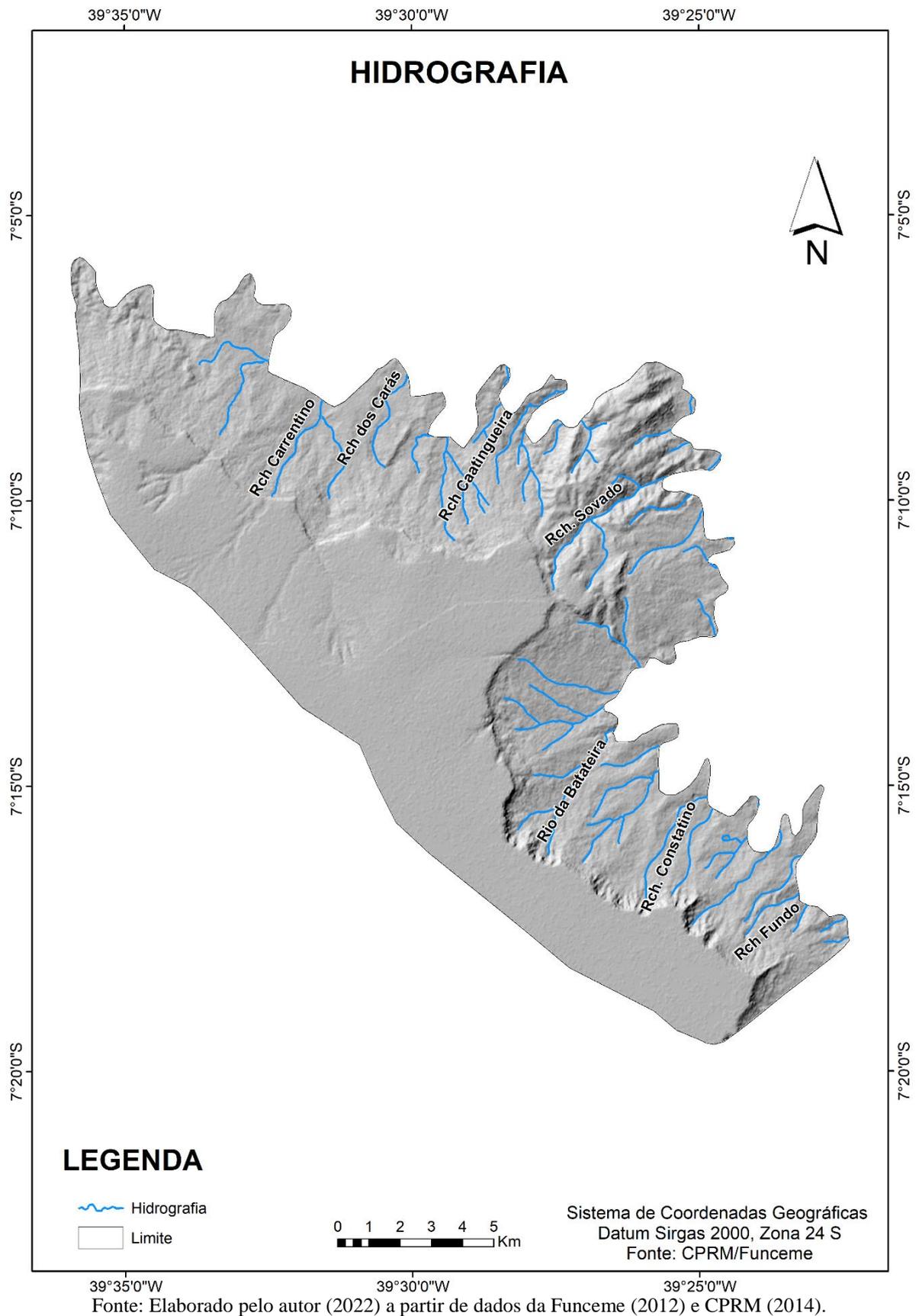
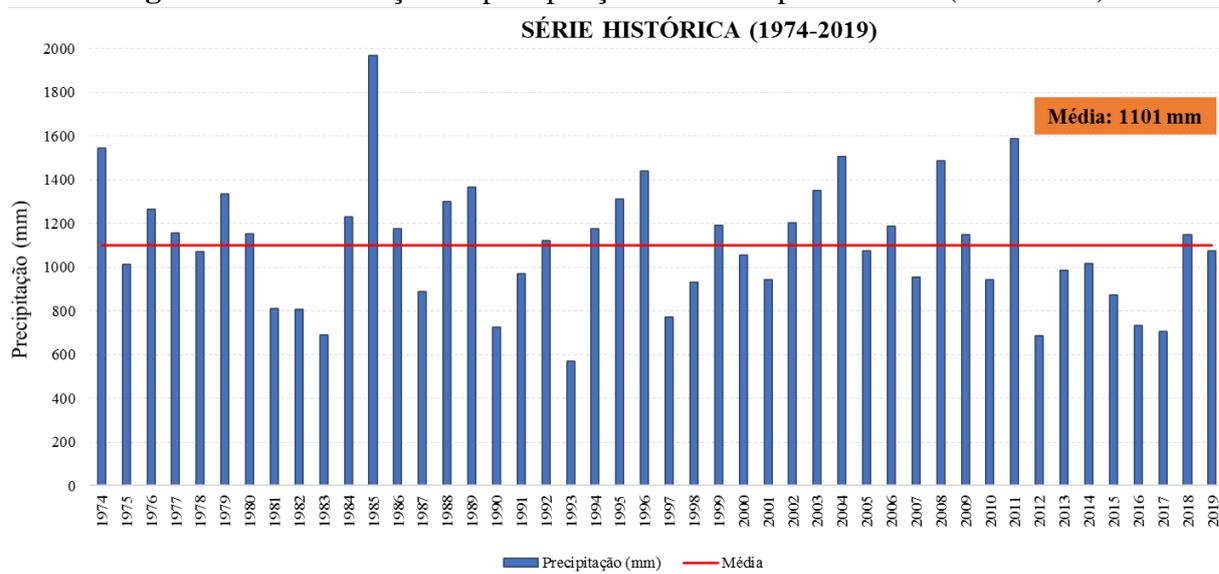


Figura 28 - Distribuição da precipitação no município do Crato (1974-2019).

Fonte: Organizado pelo autor (2022) com base nos dados da Funceme (2019).

No período analisado, o ano de 1985 foi considerado extremo, com um total pluviométrico anual de, aproximadamente, 2.000 mm. Os anos de 1974, 2004, 2011 também apresentaram totais pluviométricos muito elevados, ultrapassando os 1500 mm. Contudo, também é notória a ocorrência de episódios de seca, como nos anos de 1983, 1990, 1993, 1997, 2012, 2016, 2017, cujas precipitações anuais não chegaram a pelo menos 800 mm.

Guerra (2019) também analisou uma série histórica para os municípios do Crato, Barbalha, Missão Velha e Juazeiro do Norte entre 1981 e 2017. A referida autora constatou em sua análise, que os anos que se destacaram, em termos de pluviosidade intensa, foram 1985, 2004, 2009 e 2011. Quanto aos anos de anomalia negativa, a autora aponta o ano de 1993, com total anual de 568,1mm, representando um desvio negativo de 52% em relação à média. Tais distorções nos regimes pluviométricos com distribuições irregulares e assimétricas, apontadas por Guerra (2019), decorreram devido a ação da circulação atmosférica sobre a região tropical, fortemente modulada e modificada pelos padrões termodinâmicos sobre as bacias dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais. Estes, por sua vez, afetam as dinâmicas climáticas (sistemas sinóticos) que atuam na área de estudo (FERREIRA; MELO, 2005).

A partir dos dados analisados, em consonância com Guerra (Op. cit.), observa-se que a quadra chuvosa concentra-se entre os meses de janeiro e abril, com precipitações mais intensas. O período com menor precipitação abrange os meses de julho a outubro (FUNCEME, 2012). Assim, a Figura 29 mostra a espacialização média da pluviometria da área de estudo a partir da interpolação pela Ponderação do Inverso da Distância (IDW) com dados de oito postos

pluviométricos situados na proximidade da área de estudo, mantidos pela FUNCEME. Há de se destacar o papel da chuva oculta (orvalho) atuante na Chapada do Araripe, visto que a superfície florestal possui capacidade de aumentar a condensação do vapor de água atmosférica aumentando os níveis de umidade (GONZÁLEZ, 2000), tendo efeito direto na suscetibilidade a escorregamentos. De acordo com Cavelier *et al.* (1996), a declividade em consórcio com a cobertura vegetal, influencia na velocidade do escoamento do ar, influenciando a formação de chuvas orográficas e de chuva oculta.

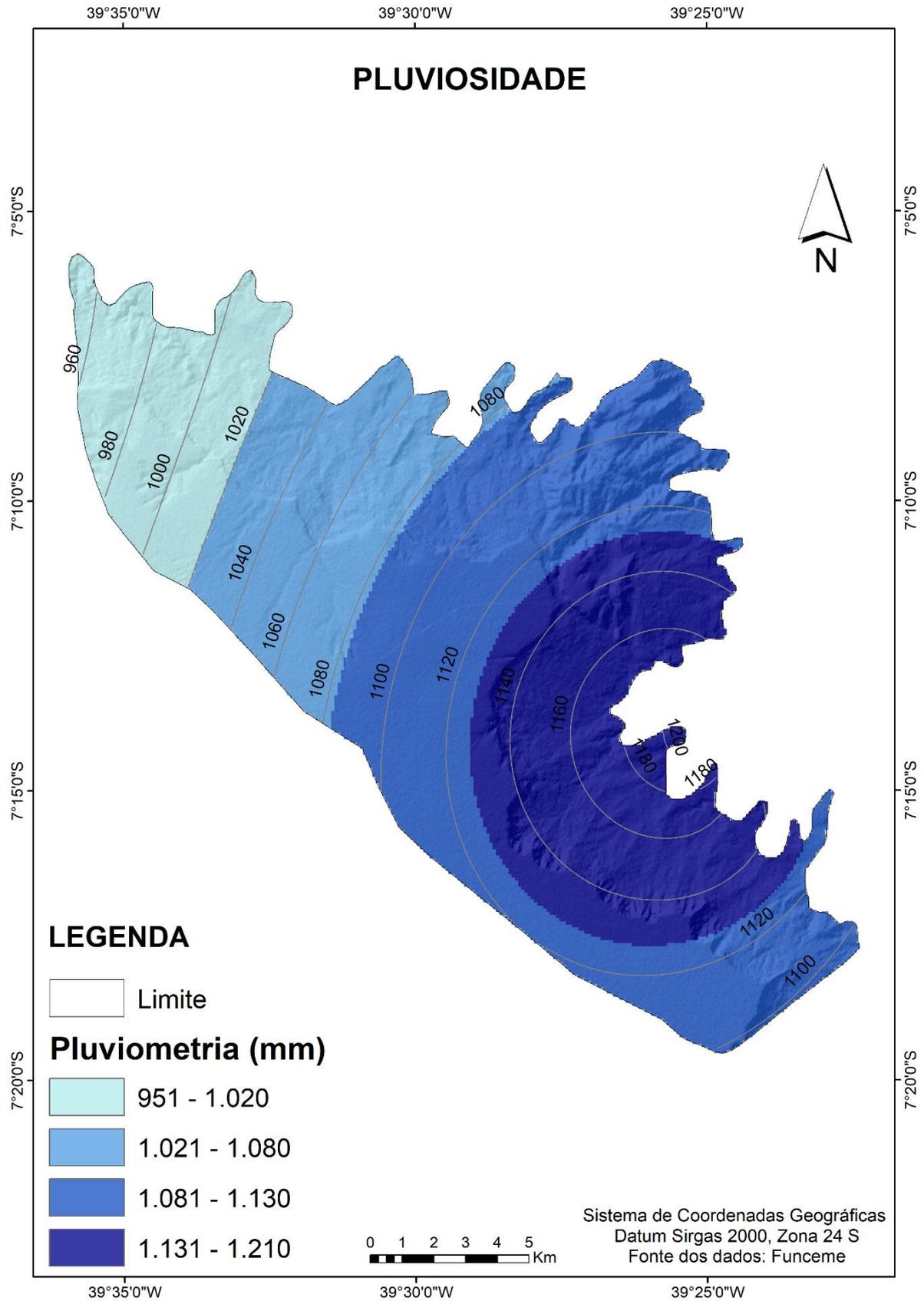
A chuva oculta caracteriza-se como toda e qualquer forma de condensação do vapor d'água a partir da colisão das massas de ar úmido com a superfície terrestre. Esse fenômeno é mais perceptível em áreas cobertas por vegetações que interceptam horizontalmente os ventos carregados de umidade e os precipita (GONZÁLEZ, 2000; PRADA *et al.*, 2009).

Quanto às dinâmicas climáticas (sistemas sinóticos) que atuam na área e auxiliam na compreensão das oscilações pluviométricas, destaca-se a ZCIT (Zona de Convergência Intertropical), a qual está associada aos fatores que causam o fortalecimento ou o enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste e sudeste com papel importante na determinação da estação chuvosa nas áreas a norte da região Nordeste. A ZCIT influencia na qualidade e na quantidade pluviométrica no setor norte do nordeste brasileiro onde se encontra o Estado do Ceará (FERREIRA; MELLO, 2005).

Outro fenômeno atmosférico atuante na região é o VCAN (Vórtice Ciclônico de Altos Níveis). Esses sistemas meteorológicos são caracterizados por centros de pressão relativamente baixa, que se originam na alta troposfera e estendem-se até os níveis médios, dependendo da instabilidade atmosférica (FERREIRA; RAMÍREZ; GAN, 2009). Os VCANs são formados no Oceano Atlântico e adentram o Brasil na direção leste-oeste, possuindo maior ação entre os meses de janeiro e de fevereiro. Deste modo, a ZCIT e a formação dos VCANs contribuem para que o período chuvoso na região seja condensado em poucos meses, ocasionando irregularidades pluviométricas no tempo e no espaço.

Os complexos convectivos de meso-escala (CCMs), responsáveis pelas chuvas fortes e de curta duração, atuam no hemisfério sul nos meses que correspondem ao verão. Além disso, sobre esses sistemas, ainda há a influência do *El Niño* Oscilação Sul (ENOS) que provoca uma intensificação da seca no semiárido nordestino (FERREIRA; MELO, 2005). Salienta-se ainda, a participação dos eventos extremos de influência anômala com repercussões positivas e/ou negativas no tocante aos índices pluviométricos (GUERRA, 2019).

Figura 29 - Mapa pluviométrico (especializado) da área de estudo.

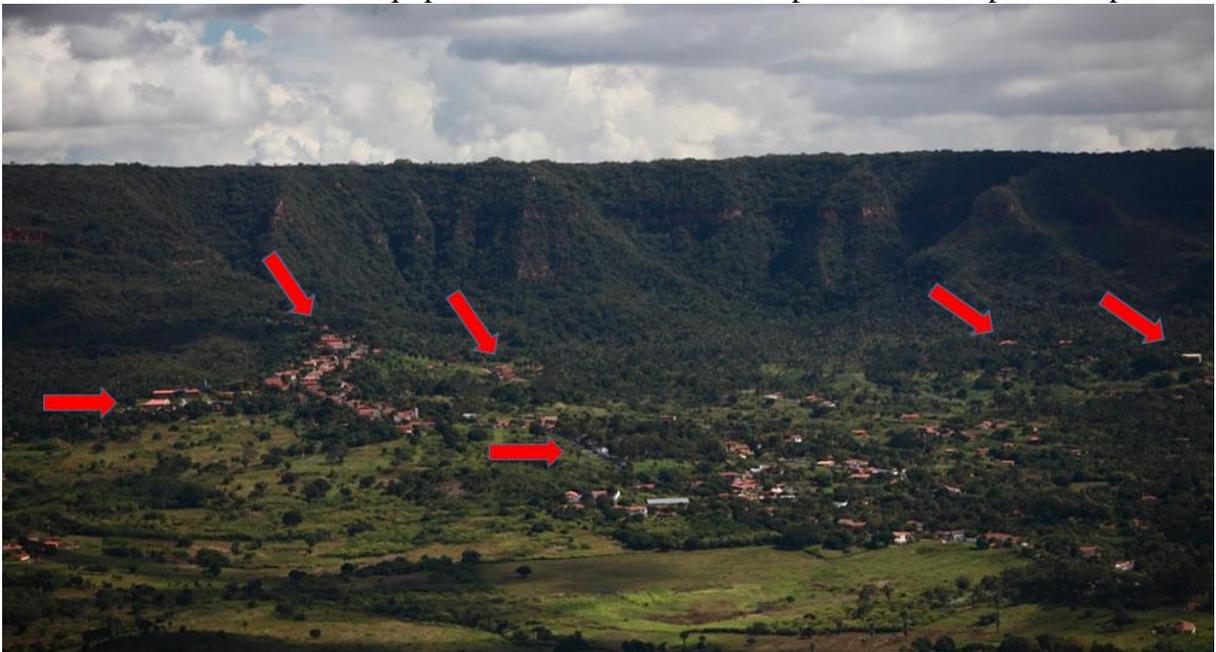


Fonte: Elaborado pelo autor (2022) a partir de dados da Funceme (2019).

3.2 Meio Antrópico

A área de estudo está totalmente inserida no município do Crato, que apresenta uma população estimada de 132.123 habitantes (IBGE, 2019). A localização geográfica do centro urbano do município favorece a expansão descontrolada em direção ao sopé da chapada. Conforme Magalhães (2011), uma boa parte da população encontra-se em situação de risco geomorfológico devido sua localização muito próxima da área da escarpa (Figura 30). Dessa forma, há muitos problemas ambientais decorrentes, tais como, desmatamento, poluição dos recursos hídricos, impermeabilização dos solos, entre outros.

Figura 30 - Vista parcial da Chapada do Araripe com suas escarpas festonadas, na qual, as setas vermelhas mostram equipamentos contrutivos muito próximos ao sopé da chapada.

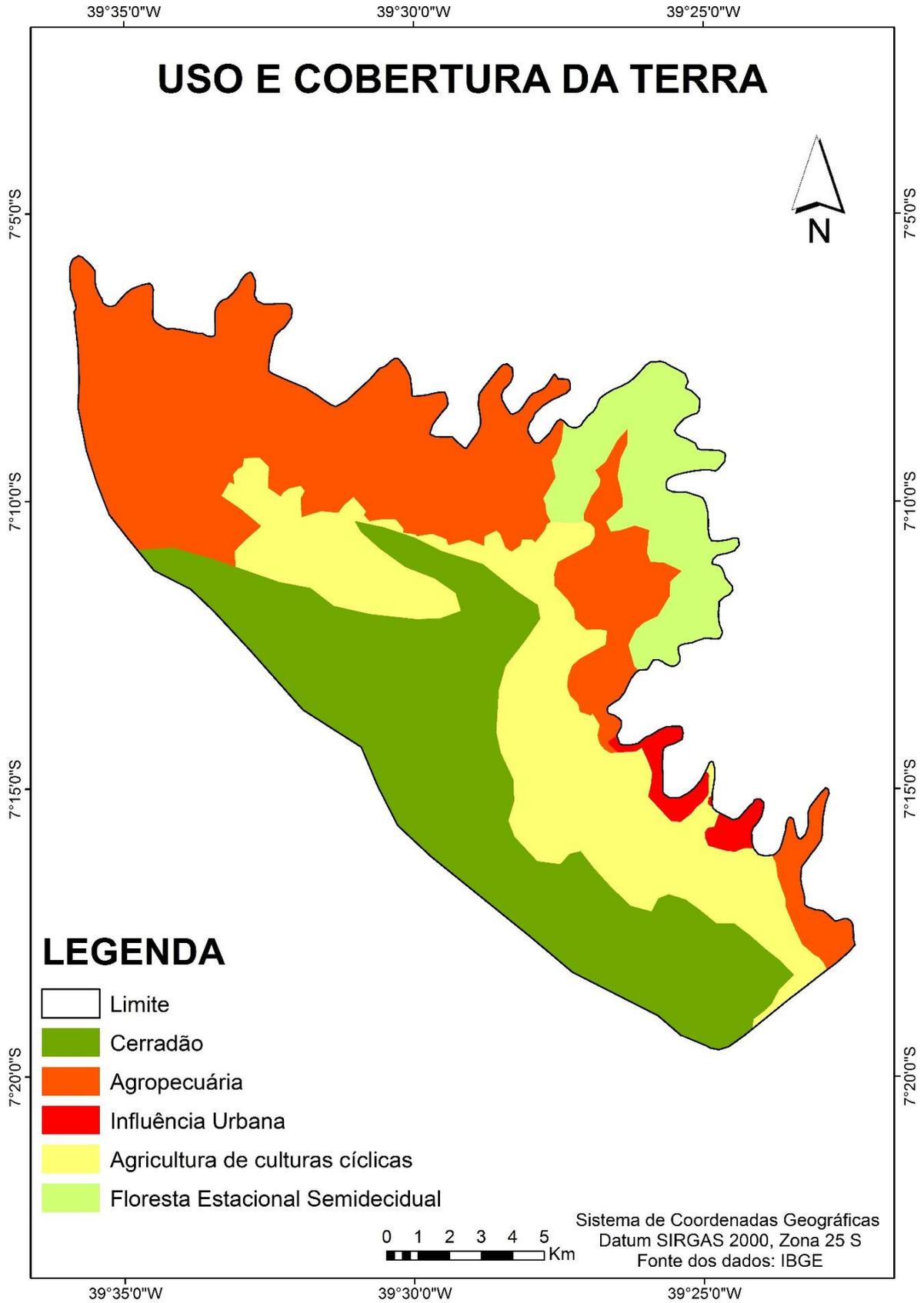


Fonte: Daniel Roman (2012). Adaptado pelo autor.

A análise do uso da terra permite a identificação do aumento de áreas impermeabilizadas e sem infraestrutura, das superfícies de solo em exposição, assim como, a redução da cobertura vegetal, entre outros fatores. Estes podem contribuir para a potencialização de escorregamentos, principalmente, quando desprovidos do planejamento urbano (LISTO; VIEIRA, 2012).

De acordo com o mapa de uso da terra da área (Figura 31), foram identificados os seguintes usos: Cerradão, Agricultura de culturas cíclicas, Agropecuária, Floresta estacional semidecidual e Influência urbana.

Figura 31 - Mapa de uso da terra da área de estudo.



Fonte: Barbosa, Bispo e Listo (2021).

A classe denominada Cerradão constitui-se de formação florestal com aspectos xeromórficos, cujo estrato arbóreo varia entre 8 m e 15 m, proporcionando condições de luminosidade que favorecem a formação de variados estratos arbustivos e herbáceos. O Cerradão desenvolve-se entre 800 m e 900 m de altitude sobre solos arenosos distróficos e/ou alumínicos, cuja precipitação pluvial média está em torno dos 1.000 mm (RIBEIRO, 2012). Localiza-se em grande parte no platô da chapada (Figura 31 e Figura 32) correspondendo a 29,3% (84,3 km²) da área. Devido suas características geoambientais, o domínio do cerradão está protegido pela Lei nº 9.226, de 02 de maio de 1946, e pelo Decreto s/nº de 05 de junho de 2012, fazendo parte da Floresta Nacional do Araripe.

A Floresta Estacional Semidecidual (vegetação nativa parcialmente preservada) constitui-se como uma cobertura pertencente ao domínio da Mata Atlântica e ocorre em altitudes menores da encosta da Chapada (RIBEIRO, 2012). Em termos percentuais, representa 9,2% (26,4 km²) da área de estudo (Figura 31).

Figura 32 - Aspecto da vegetação denominada de Cerradão embasada sobre o arenito Exu na Chapada do Araripe.

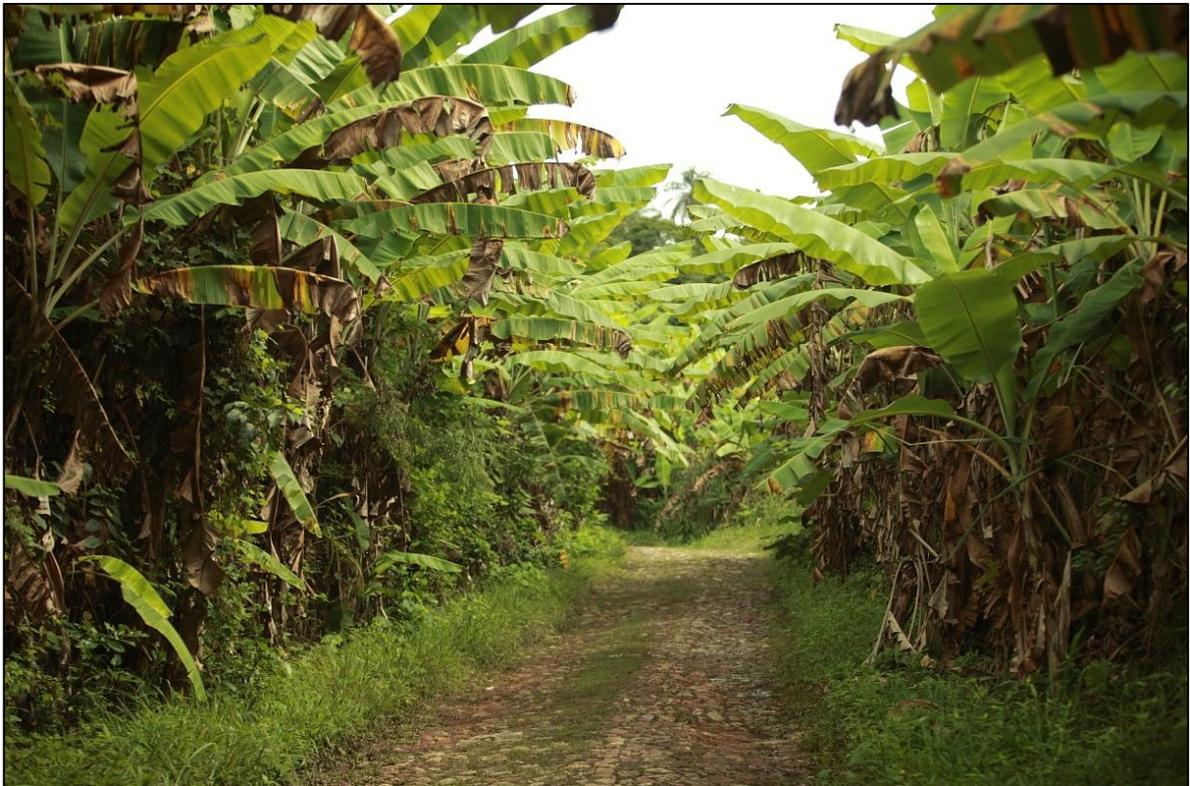


Fonte: Autor (2018).

Uma parte expressiva da área é bastante explorada pelos setores econômicos de desenvolvimento da pecuária extensiva, do agroextrativismo e da agricultura de subsistência (Figura 33). Estas equivalem, aproximadamente, a 37% (106,4 km²) da região, subdividas em atividades agropecuárias (25% - 72,1 km²) e agricultura de culturas cíclicas (Figura 31 e Figura 33).

Na Escarpa Rochosa ocorre a atividade agrícola, com muitos imóveis residenciais, chácaras, sítios e granjeiros caracterizando-se como propriedades dos agricultores locais, que representam a classe de influência urbana conforme visto no mapa da Figura 35.

Figura 33 - Área de cultivo agrícola no município do Crato – CE.

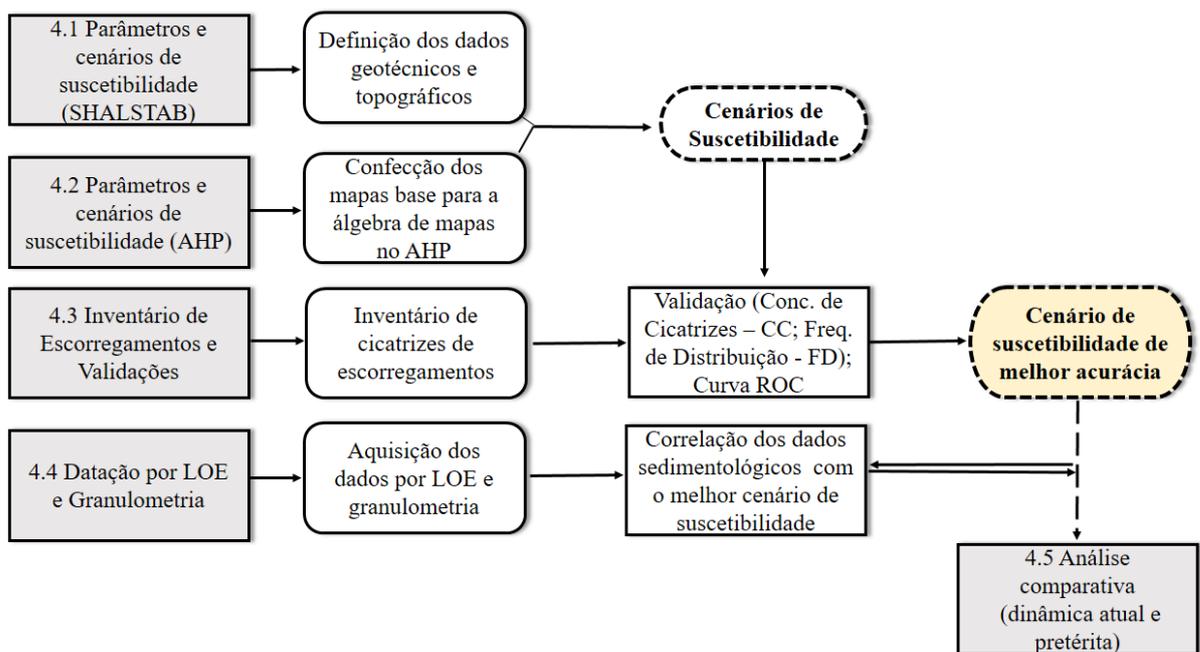


Fonte: Daniel Roman (2012).

4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS (MATERIAIS e MÉTODOS)

O presente capítulo visa descrever os procedimentos metodológicos adotados nesta pesquisa (Figura 34). No subcapítulo (4.1), detalham-se os parâmetros requeridos pelo modelo SHALSTAB. O subcapítulo (4.2) detalha os parâmetros requeridos pelo modelo AHP, assim como, a definição dos graus de suscetibilidades para este modelo. O subcapítulo (4.3) detalha os procedimentos da datação de sedimentos a partir da técnica LOE, bem como, a análise granulométrica. O subcapítulo (4.4) compreende o inventário de escorregamentos e as validações dos modelos e, por fim, o subcapítulo (4.5), a análise final comparativa.

Figura 34 - Diagrama das etapas metodológicas da pesquisa (materiais e métodos).



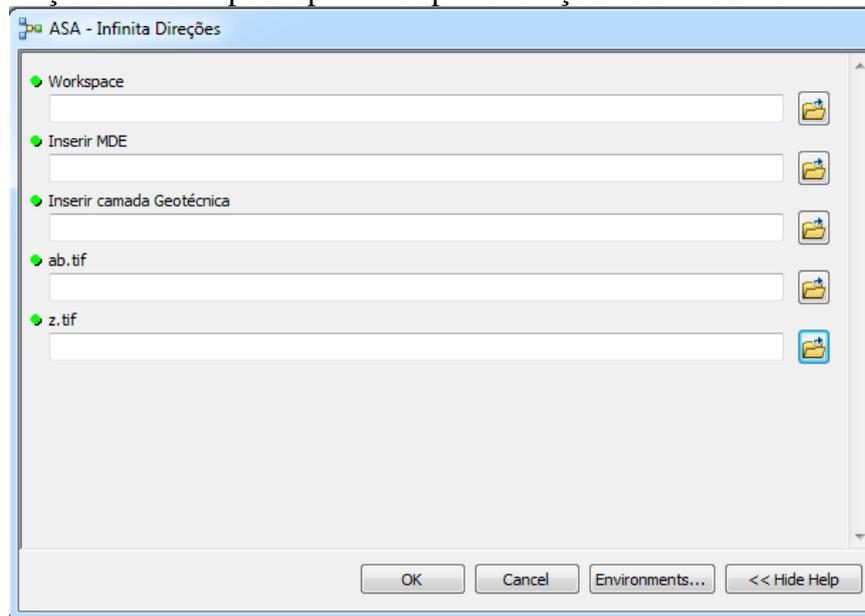
Fonte: Autor (2022).

4.1 Parâmetros e cenários de suscetibilidade do Modelo SHALSTAB

Utilizando-se o modelo SHALSTAB foram gerados dois cenários de suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos, denominados A1 e A2, na escala 1:50.000. Os cenários foram diferenciados quanto a ausência da influência da vegetação (A1) e a influência da presença da vegetação (A2). Conforme já mencionado, o SHALSTAB necessita de parâmetros topográficos e mecânicos do solo, detalhes a seguir.

O modelo foi aplicado a partir da ferramenta ASA (*Automatic SHALSTAB Analysis*), desenvolvida por Sbroglia *et al.* (2017). Tal ferramenta permitiu utilizar o SHALSTAB diretamente no *software ArcGIS*, a partir de uma rotina automatizada inserida em sua caixa de ferramentas (*ArcToolbox*) do referido *software* (Figura 35). Porém, antes da execução da modelagem dos cenários de suscetibilidade foi necessária a preparação dos dados de entrada (mapas no formato *raster*), conforme o Quadro 3.

Figura 35 - Exemplo de caixa de diálogo aberta ao utilizar a ferramenta ASA – infinitas direções com campos específicos para inserção dos dados de entrada.



Fonte: Sbroglia *et al.* (2017).

Quadro 3 - Dados de entrada do modelo conforme a extensão ASA.

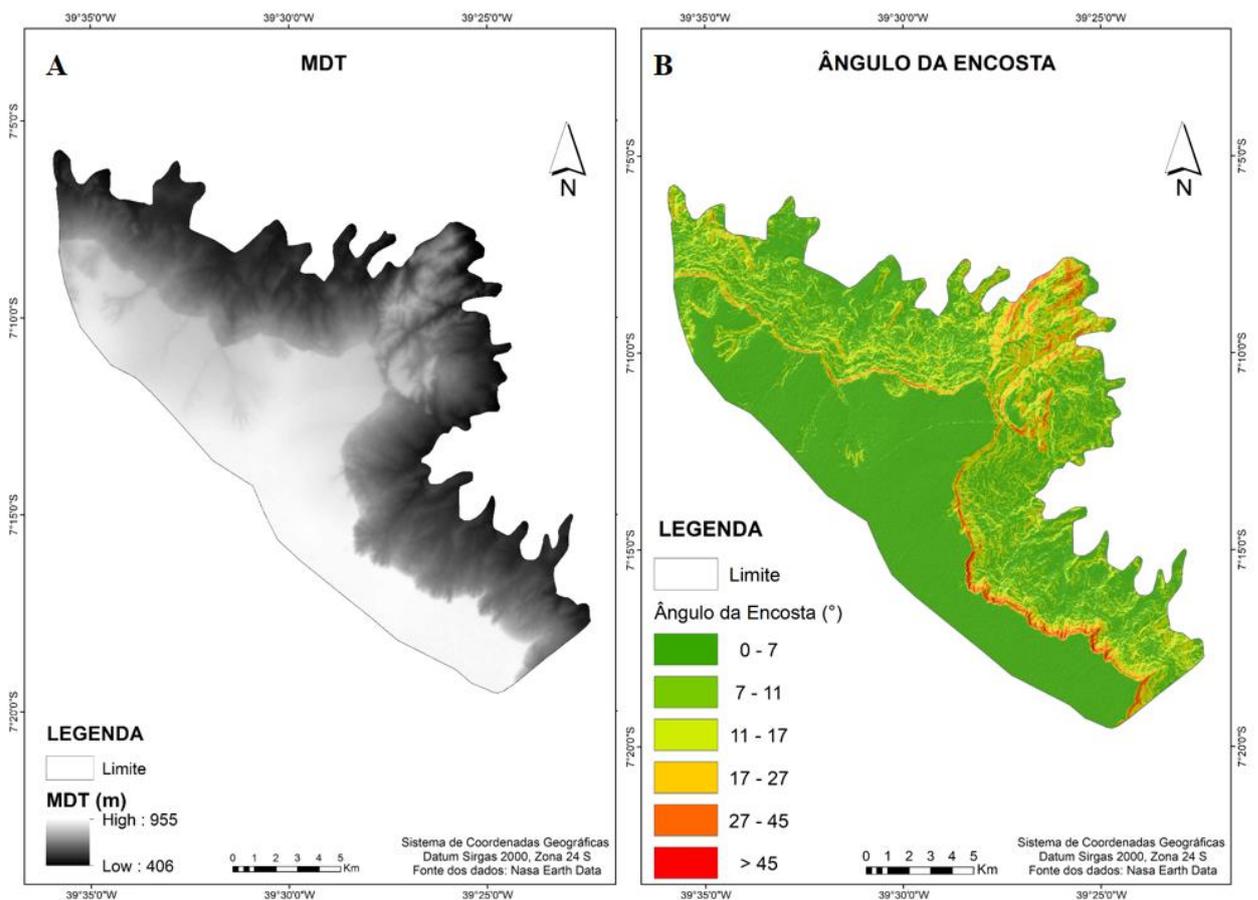
Símbolo	Parâmetro	Unidade
cr	Coesão das raízes	N/m ²
cs	Coesão dos solos	N/m ²
rs	Peso específico saturado do solo	Kg/m ³
f	Ângulo de atrito	Graus
w	Carga proveniente da vegetação	Kg/m ²
z	Espessura do solo	m
ab	Área de contribuição	m ²
slp	Ângulo da encosta	Graus

Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

4.1.1 Elaboração dos mapas base (parâmetros topográficos – cenários A1 e A2)

Em relação aos parâmetros topográficos, os mapas necessários para a aplicação do SHALSTAB na ferramenta ASA foram: **(a)** Modelo Digital do Terreno (MDT), **(b)** Mapa de Ângulo da encosta, **(c)** Mapa de Direção de Fluxo e **(d)** Mapa de Área de Contribuição. O **MDT** da área de estudo (Figura 36a) foi obtido a partir da base de dados do satélite ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*) e adaptado pelo autor para correção de possíveis sumidouros. Os *pixels* do referido MDT possuem dimensão de 12,5 m de lado e sua escala de detalhamento é 1:50.000. Por meio do MDT, foi gerado o **mapa de ângulo da encosta** da área (Figura 36b), elaborado automaticamente na ferramenta ASA e identificado como “slp”.

Figura 36 - Modelo Digital do Terreno utilizado **(A)** e mapa de ângulo da encosta **(B)** da área de estudo.



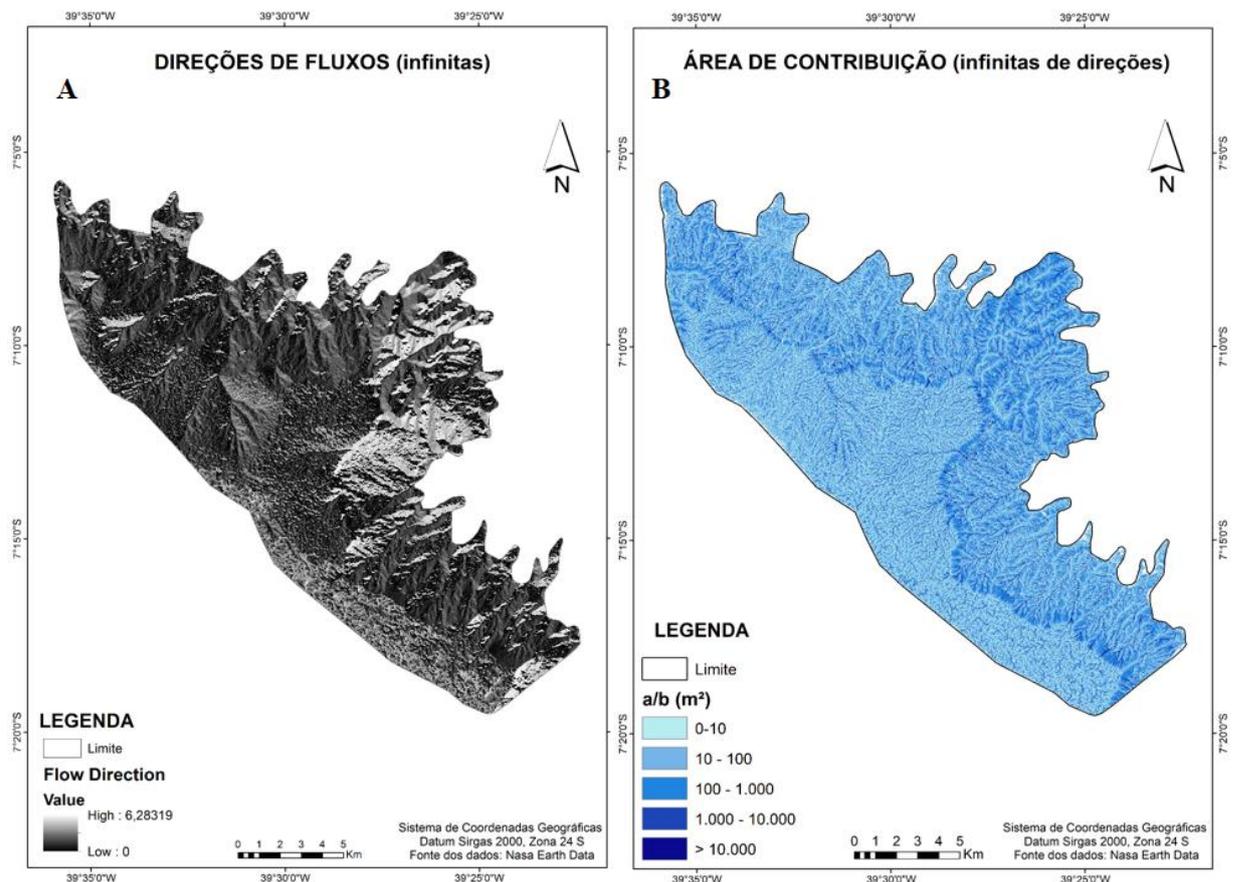
Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

O mapa de **direção de fluxo** (Figura 37a) representa a direção do escoamento da água, analisando-se as células vizinhas, sendo este um requisito para a obtenção da área de contribuição. Para a elaboração deste mapa, foi utilizada a ferramenta de direção de fluxo do

software *TauDEM* (*Terrain Analysis Using Digital Elevation Models*), desenvolvida pelo Grupo de Pesquisa Hidrológica da *Utah State University* (Estados Unidos) (TARBOTON, 2003), tomando-se como base o MDT supracitado.

O mapa de **área de contribuição** (Figura 37b) representa o parâmetro a/b (área de contribuição por comprimento de contorno unitário), identificado na ASA como “ ab ”. Tal mapa consiste na criação de uma superfície de acúmulo a partir da direção de fluxo. Para a sua elaboração, foi utilizada a ferramenta de acumulação de fluxo também pelo software *TauDEM*, tomando-se como base, dessa vez, o mapa de direção de fluxo. Este foi gerado pelo método do D-infinito, na qual, a direção de fluxo é calculada por meio de diversas possibilidades de direções da água a partir de facetas triangulares em uma janela 3×3 pixels.

Figura 37 - Mapa de Direção de fluxos (A) e de Área de contribuição (B) utilizados.



Fonte: Autor (2022).

4.1.2 Elaboração dos Mapas base (parâmetros geotécnicos) e diferenciação dos cenários

Os parâmetros geotécnicos (mecânicos do solo) podem ser determinados por meio de ensaios de campo e laboratório. Diante da impossibilidade de se realizar coletas e

processamentos de dados geotécnicos para essa pesquisa recorreu-se a dados secundários da literatura, adquiridos na mesma área de estudo.

Nesse sentido, os parâmetros geotécnicos foram adquiridos via literatura especializada (Estimativa da Massa Específica Saturada do Solo; Estimativa do Ângulo de Atrito Interno do Solo; Estimativa da Coesão dos Solos; Peso da vegetação e Coesão das raízes). Ressalta-se que esses dados foram necessários para a elaboração de uma camada geotécnica (Figura 38) que, por sua vez, também foi processada pela ferramenta ASA, exportando polígonos de Thiessen simulando a espacialização das camadas geotécnicas (Figura 39)

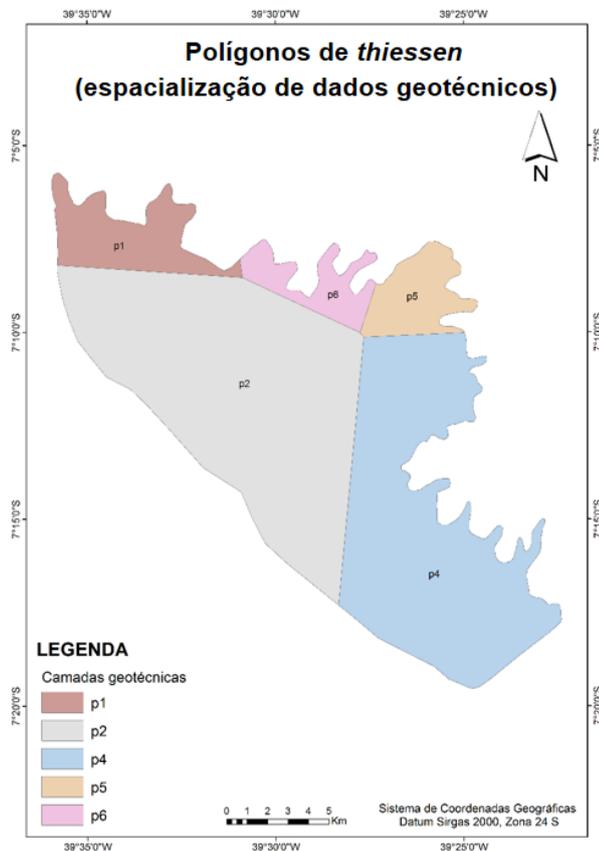
Figura 38 - Exemplo de tabela de atributo no *ArcGIS* com dados da camada geotécnica e os valores dos parâmetros de entrada do SHALSTAB em cada coluna na ferramenta ASA.

	FID	Shape *	geotec	cs	cr	rs	w	f	z
▶	0	Polygon	p5	0	0	160	0	35	3
	1	Polygon	p6	0	0	160	0	35	3
	2	Polygon	p4	0	0	160	0	35	3
	3	Polygon	p2	0	0	160	0	35	3
	4	Polygon	p1	0	0	160	0	35	3

Coluna FID e Shape*= campo padrão do *ArcGIS*; geotec= camadas geotécnicas; cs= coesão do solo; cr=coesão das raízes; rs= Peso específico do solo; w= peso da vegetação; f= ângulo de atrito; z=espessura do solo.

Fonte: Autor (2022).

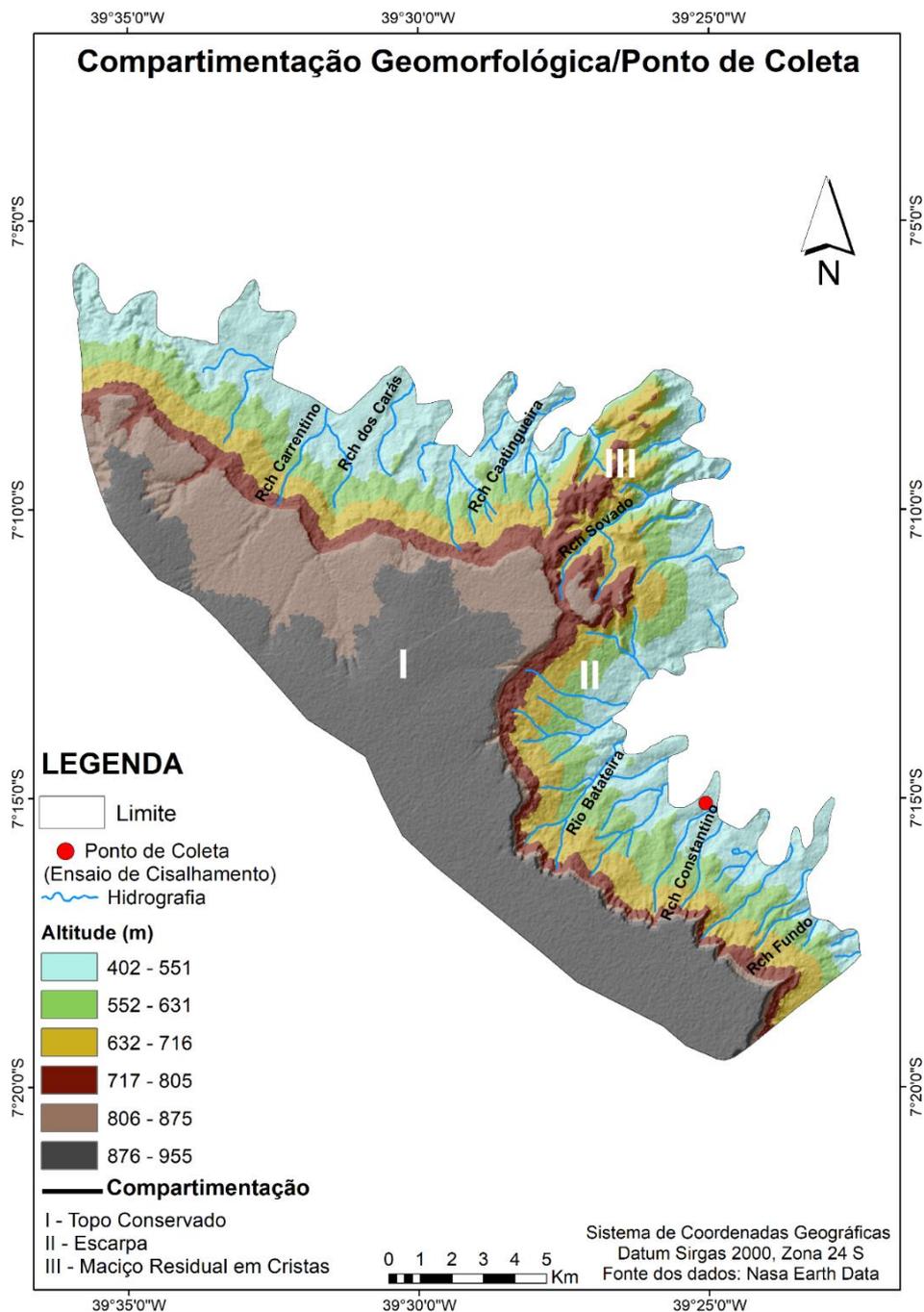
Figura 39- Exemplo de polígonos de *Thiessen* simulando a espacialização das camadas geotécnicas para a área de estudo.



Fonte: Autor (2022).

Os valores geotécnicos utilizados nos dois cenários de suscetibilidade (A1 e A2) foram definidos com base em estudos prévios conduzidos por Silva (2014). O referido autor fez ensaios de cisalhamento direto na região do Cariri Cearense, dentro da área foco deste estudo (Figura 40), e obteve os parâmetros geotécnicos de coesão e ângulo de atrito do solo; peso específico saturado e espessura do solo (Tabela 5).

Figura 40 - Mapa de compartimentação geomorfológica e localização do ponto de coleta para Ensaio de Cisalhamento Direto.



Fonte: Autor (2022).

Para a realização do ensaio de cisalhamento direto, Silva (Op.cit.) coletou amostras indeformadas a 1,5m de profundidade. Os parâmetros de resistência ao cisalhamento foram considerados na condição inundada sob tensões normais de 100 kPa, 150 kPa, 200 kPa e 250 kPa seguindo as recomendações da ASTM⁴ (D3080-04). A resistência ao cisalhamento é definida com base na máxima tensão que o solo pode suportar sem se romper. Nesse sentido, a resistência ao cisalhamento abrange dois componentes, o atrito, responsável pela força de contato entre dois corpos que tendem a se movimentar e a coesão, referente à força de atração entre os átomos e moléculas que resiste evitando que um corpo se rompa (HUTCHINSON, 1988; TOFANI *et al.*, 2017).

Frente aos valores de intercepto de coesão 0, ângulo de atrito de 27,3° e massa específica de 1700 kg/m³, adquiridos por Silva (2014) conforme a Tabela 5, chama-se atenção para a coesão 0. Nesse ponto de amostragem, o solo apresentou argilas de baixa atividade cujos limites de consistência indicaram um solo de média plasticidade. Assim, apresentou os valores de 32% para o Limite de Liquidez e 20% para o Limite de Plasticidade, com Índice de Plasticidade de 12%, indicando que o referido solo possui maior predisponência a saturação, justificada pela baixa coesão (SILVA, Op. cit).

Estudos de solos realizados na Serra do Mar Paulista por Mendes (2008); Listo, Gomes, Ferreira (2020) e Cerri *et al.* (2020) também encontraram valores baixos de coesão. Esses autores demonstraram que os teores de argila foram insuficientes para produzir uma coesão significativa entre as partículas de areia quando o solo se encontrava seco. Assim, a coesão avaliada era essencialmente proveniente de meniscos de água nas áreas de contato.

Quanto aos parâmetros de vegetação utilizados no cenário A2, a coesão das raízes (Cr) adotada foi de 5,9 N/m², média obtida experimentalmente por Wu, Mckinnell, Swanton (1979). Essa média também foi empregada para estudos de estabilidade de taludes realizados por Tabalipa e Fiori (2008). Em relação ao peso da vegetação (Sw), utilizou-se o valor de 2.500 N/m² de acordo com aproximações realizadas por Bishop e Stevens (1974), Coppin e Richards (1990), valor também empregado por Michel *et al.* (2021) num estudo de suscetibilidade a escorregamentos (Tabela 5).

A partir dos dados obtidos nas pesquisas supracitadas, a modelagem ocorreu de forma distribuída considerando-se os dados topográficos, e concentrada em relação aos parâmetros mecânicos. Conforme Fernandes (2016), os modelos distribuídos conseguem incorporar as variações espaciais envolvidas nas simulações, enquanto os modelos concentrados, não a

⁴ ASTM - American Society for Testing and Materials.

conseguem, recorrendo a valores médios. Diante dessas características, a modelagem da presente pesquisa, no tocante ao SHALSTAB, classifica-se em semi-concentrada.

Tabela 5 - Cenários de suscetibilidade (modelo SHALSTAB).

Cenário	cs (Coesão do solo) N/m ²	cr (Coesão das raízes) N/m ²	rs (Peso específico do solo) kg/m ³	f (Ângulo de atrito) °	w (Peso da vegetação) N/m ²	z (Profundi- dade do solo) m
A1	0	0	1.700	27,3	0	1,5
A2	0	5.900	1.700	27,3	2.500	1,5

Fonte dos dados: Bishop e Stevens (1974); Wu; Mckinnell; Swanton (1979); Coppin e Richards (1990); Tabalipa e Fiori (2008); Silva (2014). Michel *et al.* (2021). Elaborado pelo Autor (2022).

4.2 Parâmetros e cenários de suscetibilidade do Modelo AHP

Foram gerados dois cenários de suscetibilidade a escorregamentos por meio do método AHP (denominados B1 e B2), dos quais, foram atribuídos pesos numéricos aos parâmetros (critérios). Para estes cenários, foram utilizados os seguintes critérios: **Ângulo da encosta, Geologia, Solos e Pluviosidade** em escala 1:50.000, que se diferenciaram quanto aos pesos finais em cada um.

O parâmetro topográfico **ângulo da encosta** foi proveniente do MDT (*ALOS PALSAR*), com resolução de 12,5 m e escala de 1:50.000 e foi gerado a partir de uma rotina automatizada no *software ArcGIS*, dentro da caixa de ferramentas *ArcToolbox /3D Analyst Tools/Raster Surface*. O mapa foi configurado com seis classes, obedecendo os seguintes intervalos: 0-7°, 7,1°-11°, 11,1°- 17°, 17,1°- 27°, 27,1°- 45°, > 45° (IPT, 2012).

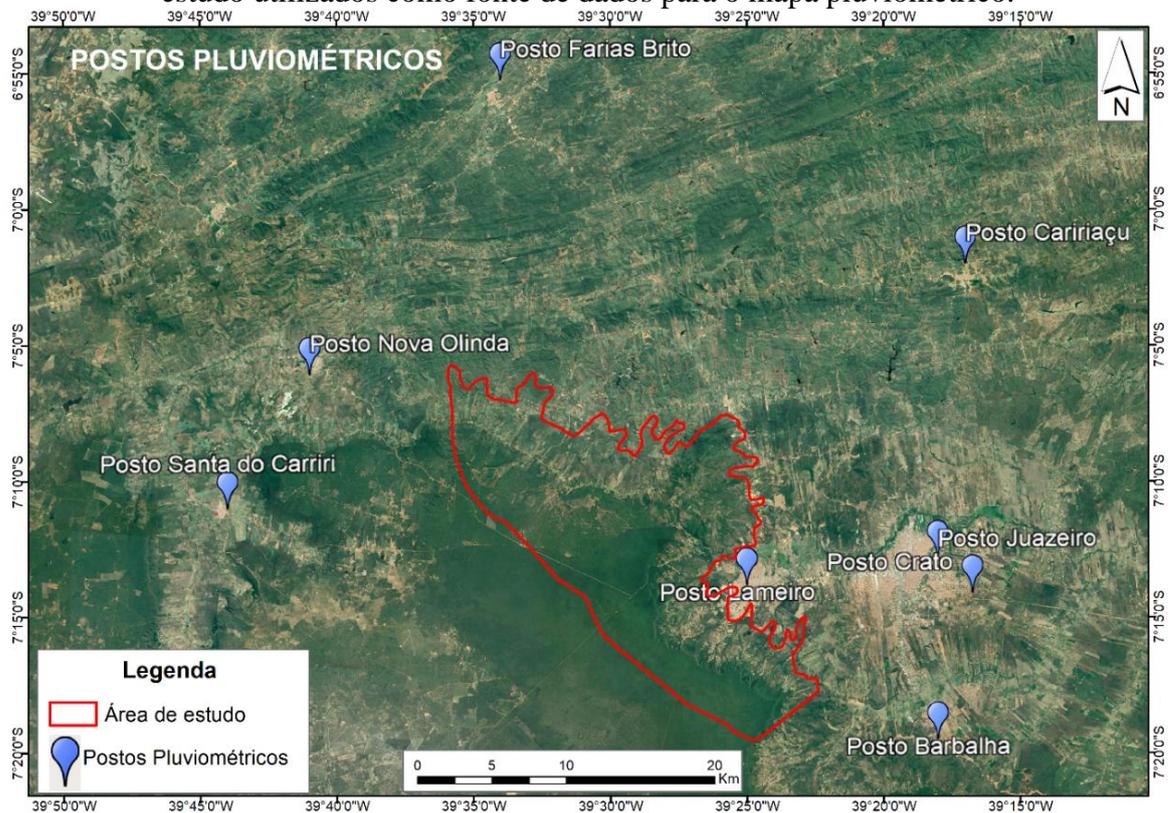
Aproveitando o mesmo MDT (*ALOS PALSAR*) e ainda utilizando a caixa de ferramentas *ArcToolbox/3D Analyst Tools/Raster Surface*, também foram gerados adicionalmente dois mapas (Curvatura e Aspecto) úteis para complementar os resultados e discussão. O mapa de curvatura foi elaborado com os intervalos propostos por Valeriano (2008): formas côncavas (<0.04); formas retilíneas (= 0) e formas convexas (> =0.04). O mapa de Aspecto foi classificado de acordo com o ângulo horizontal das encostas (0° – 360°) e as orientações foram definidas de acordo com as direções da rosa-dos-ventos (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW) para as quais as encostas estão voltadas.

O mapa **geológico** (1:100.000) foi adquirido por meio da compilação de dados do Serviço Geológico do Brasil – CPRM (2014). O mapa de **solos** (1:100.000) foi adquirido a partir do reconhecimento de média intensidade dos solos da mesorregião sul cearense

(FUNCEME, 2012). Visando corrigir as diferenças escalares nos mapeamentos, foram realizados ajustes por meio de visitas de campo à área mapeada.

O mapa **pluviométrico** foi gerado a partir das médias de precipitação de oito postos pluviométricos situados na proximidade da área de estudo (Figura 41), mantidos pela Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME). O banco de dados possui os valores de chuvas diárias acumuladas (mm/dia) e chuvas mensais acumuladas (mm/mês) para o período correspondente a série entre 1974 e 2019. Para a espacialização destes dados e aquisição do mapeamento (1:50.000), foi utilizado o procedimento de interpolação pela Ponderação do Inverso da Distância (IDW - *Inverse Distance Weighting*), por meio das ferramentas *ArcToolbox/ Spatial Analyst Tools/ Interpolation* no *ArcMap*.

Figura 41 - Localização dos oito postos pluviométricos ativos em 2021, próximos a área de estudo utilizados como fonte de dados para o mapa pluviométrico.



Fonte: Organizado pelo autor a partir de dados da FUNCEME (2021).

4.2.1 Grau de Suscetibilidade (mapas base, cenários B1 e B2)

Anteriormente à hierarquização dos pesos no AHP, foram definidos três níveis de suscetibilidade aos escorregamentos para cada um dos mapas supracitados (critérios). Para isso, foi necessário, primeiramente, classificar os atributos dos mapas no *software ArcGIS* por meio

da ferramenta *Spatial Analyst Tools/Reclass/Reclassify*, reclassificando-os em uma coluna de “notas”, que resultou nos seguintes níveis de suscetibilidade (para cada atributo): 1 = baixo, 2 = médio e 3 = alto.

Para a definição dos graus de suscetibilidade de cada atributo foram considerados os seguintes critérios: análises realizadas na área de estudo a partir de mapeamentos e trabalhos de campo (em 2018 e 2021) e avaliações com base na literatura especializada de áreas com características ambientais semelhantes como trabalhos de Souza; Oliveira (2006), Peulvast; Bétard; Magalhães (2011), Gurgel *et al.* (2013), Bastos, Peulvast (2016) e Guerra (2019).

Para o atributo de geologia, a Formação Exu e a Formação Santana foram consideradas as mais suscetíveis e com maior nota (3), visto que a resistência diferencial à erosão do arenito Exu promove o entalhe de cornijas íngremes em sua zona de contato com os calcários e folhelhos da Formação Santana, concentrando-se em trechos da encosta leste com os maiores ângulos de inclinação (Tabela 6). Para a Formação Missão Velha, cujas características apresentam arenitos grossos mal selecionados de formação fluvial, foi atribuído um grau médio de suscetibilidade (nota 2). A unidade Intrusão Granítica (corpo granitoide de idade pré-cambriana) recebeu a menor nota (1), uma vez que sua constituição pouco favorece os processos de escorregamentos (Tabela 6).

Tabela 6 - Classificação do grau de suscetibilidade para o critério Geologia.

Unidades Litoestratigráficas	Características gerais	Graus de suscetibilidade
Intrusão Granítica	Corpo granitoide de idade pré-cambriana.	1 (baixo)
Formação Missão Velha	Arenitos grossos mal selecionados de formação fluvial.	2 (médio)
Formação Santana	Apresenta camada estratigráfica pouco permeável, predominância de camadas de arenitos, siltitos e folhelhos; além de margas e concreções carbonáticas.	3 (alto)
Formação Exu	Apresenta litologia sedimentar permoporosa com arenitos grossos intercalados com arenitos conglomeráticos.	

Fonte: Autor (2022).

Pedologicamente, os Neossolos Litólicos receberam grau alto de suscetibilidade (nota 3), devido suas propriedades físicas de baixo desenvolvimento pedogenético e por ocuparem os patamares no entorno da escarpa, distribuídos sobre os setores da encosta, com potencialidade a escorregamentos (Tabela 7). Embora os Argissolos possuam importantes planos de descontinuidade textural entre os horizontes A e B, receberam grau médio de suscetibilidade

(nota 2) por estarem em setores menos íngremes, representando também baixa representatividade na área (Tabela 7).

Os Latossolos, normalmente bastante suscetíveis, também receberam, assim como os argissolos, o grau médio de suscetibilidade (2), devido sua localização no platô da Chapada (Tabela 7). Por fim, os Neossolos Flúvicos, embora profundos e originados da sedimentação fluvial do holoceno, encontram-se em topografias planas e, por essa razão, não foram considerados suscetíveis (Tabela 7).

Tabela 7 - Classificação do grau de suscetibilidade para o critério Solos.

Classes de solos	Características gerais	Graus de suscetibilidade
Neossolos Flúvicos	Solos profundos restritos às faixas de deposições junto às margens dos cursos d'água.	(nulo)
Latossolos	Solos estáveis e uniformes no conjunto de suas propriedades, e com boa permeabilidade.	2 (médio)
Argissolos	Solos com teor substancial de argila com atividade alta, limitando sua drenagem natural.	
Neossolos Litólicos	São solos não hidromórficos, pouco desenvolvidos. Em geral rasos, frequentemente, encontrados associados a afloramentos rochosos e estão distribuídos nos setores da encosta da chapada.	3 (alto)

Fonte: Autor (2022).

Quanto à declividade, atribuiu-se a maior suscetibilidade ao intervalo de 27,1° a 45°> (nota 3), devido relevo fortemente íngreme com maior instabilização dos materiais (saturação hídrica e inclinação da encosta) (Tabela 8). A classe 11,1° a 27° recebeu valores médios (índice moderado de escorregamentos, nota 2) e a classe 0° a 11°, os menores valores, devido a planitude do relevo e menor probabilidade de rupturas (Tabela 8). O mapa de ângulo foi compartimentado em seis intervalos representando de forma satisfatória as declividades da área de estudo.

Tabela 8 - Classificação do grau de suscetibilidade para o critério Ângulo da encosta.

Intervalos	Características gerais	Graus de suscetibilidade
0° - 7°	Relevo plano a suave ondulado. Baixo índice de escorregamento.	1 (baixo)
7,1° - 11°		
11,1° - 17°	Relevo ondulado. Índice moderado de escorregamento.	2 (médio)
17,1° - 27°		
27,1° - 45°	Relevo forte ondulado, podendo ocorrer instabilização do material devido a saturação hídrica e inclinação da encosta.	3 (alto)
>45°		

Fonte: Autor (2022).

No parâmetro pluviosidade, utilizou-se a distribuição espacial das médias de precipitação, apresentadas em três intervalos (Tabela 9). O primeiro intervalo recebeu grau baixo de suscetibilidade (nota 1), o segundo intervalo grau médio (2) e o terceiro, grau alto (3), considerando que, quanto maior o índice pluviométrico, maior será a potencialidade de deflagração de escorregamentos (Tabela 9).

Depois de atribuídos os graus de suscetibilidade para cada critério (mapas base), os mapas foram convertidos em raster no *software ArcGIS*, visando a álgebra de mapas. Tal procedimento foi realizado por meio da ferramenta “*Map Algebra*” na caixa de ferramentas *Arctoolbox*, do *ArcGIS*, via calculadora *raster* (inserção dos pesos).

Tabela 9 - Classificação do grau de suscetibilidade para o critério pluviosidade.

Precipitação média anual (mm)	Características gerais	Graus de suscetibilidade
951 – 1020	Pluviometria abaixo da média histórica, considerando o valor médio anual (1988-2019).	1 (baixo)
1021 – 1130	Pluviometria intermediária, considerando o valor médio anual (1988-2019).	2 (médio)
>1130	Pluviometria representativa, considerando o valor médio anual (1988-2019).	3 (alto)

Fonte: Autor (2022).

4.2.2 Cenários B1 e B2 (Definição dos pesos AHP)

A comparação pareada dos elementos constituiu-se em um julgamento comparativo por meio da atribuição de pesos, procurando-se determinar a importância relativa de cada elemento de um nível hierárquico com relação a cada critério no nível imediatamente superior. Os pesos foram determinados a partir da escala de julgamentos (Escala Fundamental) (Tabela 10).

Tabela 10 - Escala Fundamental da AHP.

Intensidade de Importância em uma escala absoluta	Definição	Explicação
1	Igual Importância	Duas atividades contribuem igualmente com o objetivo
3	Importância moderada de um sobre o outro	Experiência e julgamento favorecem fortemente uma atividade sobre a outra
5	Essencial ou forte importância	Experiência e julgamento favorecem fortemente uma atividade sobre a outra
7	Importância muito forte	Uma atividade é fortemente favorecida e seu domínio é demonstrado na prática
9	Extremamente importante	A evidência favorece uma atividade sobre a outra é da mais alta ordem possível de afirmação
2,4,6,8	Valores intermediário entre dois julgamentos adjacentes	Quando o compromisso é necessário

Fonte: Adaptado de Saaty (1991).

Por meio dos quatro critérios adotados, foi utilizada uma matriz quadrada, com análise pareada, de acordo com a Escala Fundamental da AHP, culminando em um peso para cada critério/parâmetro. Para determinar a importância relativa de cada critério, foram realizadas duas comparações pareadas, uma com os critérios do cenário B1 (Tabela 11) e outra com os critérios do cenário B2 (Tabela 12).

Tabela 11 - Matriz quadrada de correlação pareada do cenário B1.

Crítérios	Pluviosidade	Solos	Geologia	Ângulo da encosta
Pluviosidade	1	0,33	1,00	0,50
Solos	3	1	1	1,00
Geologia	1	1	1	0,33
Ângulo da encosta	2	1	3	1

Fonte: Autor (2022).

Tabela 12 - Matriz quadrada de correlação pareada do cenário B2.

Crítérios	Ângulo da encosta	Solo	Pluviosidade	Geologia
Ângulo da encosta	1	1,00	0,50	0,33
Solo	1	1	1	0,50
Pluviosidade	2	1	1	1,00
Geologia	3	2	1	1

Fonte: Autor (2022).

Após a comparação pareada, foi realizada a normalização dos valores, cujo valor de importância determinado para cada par é dividido pelo somatório dos valores de cada coluna. Desta forma, para a aquisição do valor do peso (**w_i**) de cada critério, foi realizada a divisão do somatório de cada linha (**ΣL**) pelo número de critérios analisados (Tabela 13 e Tabela 14).

Tabela 13 - Matriz de Normalização dos critérios do cenário B1.

Crítérios	Pluviosidade	Solos	Geologia	Ângulo da encosta	W_i (peso)
Pluviosidade	0,14	0,10	0,17	0,18	0,15
Solos	0,43	0,30	0,17	0,35	0,31
Geologia	0,14	0,30	0,17	0,12	0,18
Ângulo da encosta	0,29	0,30	0,50	0,35	0,36
Razão de Consistência (CR)					0,07

Fonte: Autor (2022).

Tabela 14 - Matriz de Normalização dos critérios do cenário B2.

Critérios	Ângulo da encosta	Solos	Pluviosidade	Geologia	Wi (peso)
Ângulo da encosta	0,14	0,20	0,14	0,12	0,15
Solos	0,14	0,20	0,29	0,18	0,20
Pluviosidade	0,29	0,20	0,29	0,35	0,28
Geologia	0,43	0,40	0,29	0,35	0,37
Razão de Consistência (CR)					0,03

Fonte: Autor (2022).

Na Tabela 15, são apresentados, por ordem de importância, os pesos de cada critério que compuseram os mapas de suscetibilidade dos cenários B1 e B2. Nota-se que no primeiro cenário (B1) foi testada a influência maior do Ângulo da encosta, enquanto no cenário B2, da Geologia na suscetibilidade aos escorregamentos (Tabela 15).

Finalizados os processos de comparação pareada e normalização dos critérios com a consequente aquisição dos pesos, a razão de consistência obtida para o cenário B1 foi de 0,07; enquanto no cenário B2, 0,03. Isso indica que os julgamentos apresentaram consistência aceitável para as situações, ou seja, menor que 0,10, conforme as recomendações desta metodologia (Saaty 1991, 2008). Assim, os pesos foram considerados apropriados e puderam ser utilizados na modelagem da suscetibilidade a escorregamentos⁵.

Tabela 15 - Pesos do cenário B1 e B2 por ordem de importância (hierarquização).

CENÁRIO B1		CENÁRIO B2	
Critérios	Pesos (Wi)	Critérios	Pesos (Wi)
Ângulo da encosta	0,36	Geologia	0,37
Solos	0,31	Pluviosidade	0,28
Geologia	0,18	Solos	0,20
Pluviosidade	0,15	Ângulo da encosta	0,15

Fonte: Autor (2022).

4.3 Inventário de Escorregamentos e Validações

Compreende-se que um modelo satisfatoriamente validado é aquele que resulta em uma grande concordância espacial entre as cicatrizes de escorregamentos e as áreas instáveis, demonstrando bom desempenho (DIETRICH *et al.*, 2001, entre outros).

⁵As tabelas com todos os cálculos relativos ao AHP estão detalhadas nos apêndices deste trabalho (Anexo 1).

Nesse contexto, para a validação dos cenários de suscetibilidade e também dos parâmetros condicionantes realizou-se um inventário das cicatrizes de escorregamentos. As cicatrizes foram mapeadas e delimitadas a partir dos seguintes critérios conforme as propostas de Guzzeti *et al.* (2012): ausência de vegetação, textura do solo, posição na encosta, forma e tamanho. Foram consideradas somente a porção de ruptura das cicatrizes (terço à montante), desconsiderando-se suas áreas de arraste, de depósito coluvionar e também desconsiderando as cicatrizes com influência antrópica (GUZZETI *et al.*, 2012).

O inventário foi realizado com apoio do *software ArcGIS*, a partir da interpretação de imagens de satélite disponibilizadas pelo *Google Earth Pro* (Figura 42), utilizando-se o recurso “imagens históricas” compreendendo à escala temporal entre os anos 2003 e 2020.

Figura 42 - Exemplo de delimitação de cicatrizes de escorregamentos na forma de polígonos (vetorização) no *Google Earth Pro*. Verifica-se que as mesmas foram vetorizadas somente em sua área de ruptura visando-se avaliar a causa real dos escorregamentos no momento da sobreposição com os mapeamentos temáticos.



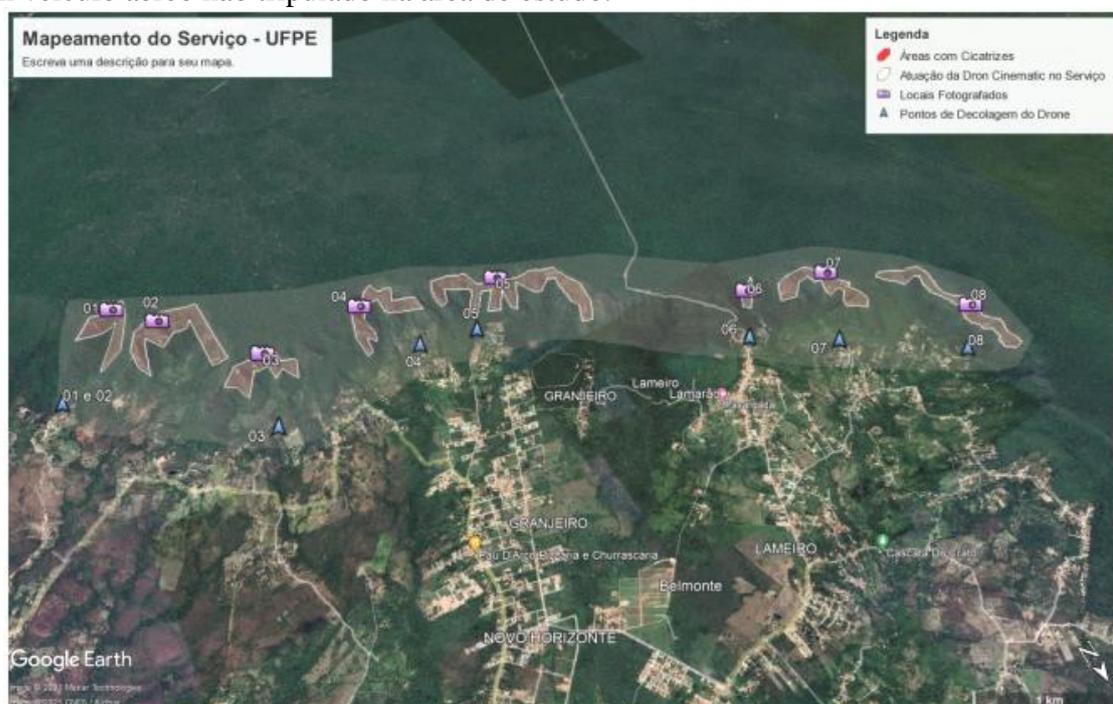
Fonte: Elaborado pelo autor com base no *Google Earth Pro* (2021).

As cicatrizes foram vetorizadas na forma de polígonos por meio da extensão *kml* dentro do próprio *Google Earth Pro*, utilizando-se a ferramenta *zoom in* para melhor interpretar as cicatrizes das referidas imagens. Após esta etapa, os polígonos foram convertidos em *shapefiles* (*shp*) por meio da ferramenta *KML to Layer* (módulo *conversion tools* do *ArcGIS*). Assim, as cicatrizes puderam ser avaliadas em conjunto com outros mapeamentos em ambiente SIG.

Posteriormente (em novembro de 2020), foram realizados trabalhos de campo na área, para a validação das cicatrizes mapeadas.

Para complementar a validação deste inventário também foi efetuado um sobrevoo com drone⁶/Veículo aéreo não tripulado (VANT) para confirmar algumas cicatrizes de escorregamentos (Figura 43). O serviço foi realizado pela empresa *Dron Cinematic* em setembro de 2021 em oito áreas de captura (Figura 43).

Figura 43 - Visão geral do planejamento de voo com algumas áreas para captura de imagens com veículo aéreo não tripulado na área de estudo.



Fonte: *Dron Cinematic* a partir do *Google Earth* (2021).

Após as devidas validações supracitadas o inventário foi sobreposto aos quatro cenários de suscetibilidade (A1, A2, B1 e B2) e sobre alguns mapas temáticos relativos aos fatores condicionantes visando-se o cálculo do seguinte índice proposto por Gao (1993): Concentração de Cicatrizes/CC (distribuição quantitativa de cada classe afetada pelos escorregamentos, isto é, a razão entre o número de células de cada classe afetadas pelas cicatrizes e o total de células correspondentes aos escorregamentos) conforme a Equação 7. Em cada cenário também foi calculada a Frequência de Distribuição (FD) com a distribuição percentual das classes de suscetibilidade (Equação 8).

⁶ Serviço financiado pelo Projeto de Pesquisa "Mapeamento de áreas de risco a escorregamentos, inundações e processos erosivos nas cidades de Recife (PE), Garanhuns (PE), Crato (CE) e São Paulo (SP)" (Edital PROPG nº 02/2021).

$$CC = \frac{\text{n}^{\circ} \text{ de células de cada classe}}{\text{Área Atingida Total}} * 100 \quad \text{Equação 7}$$

$$FD = \frac{\text{n}^{\circ} \text{ de células de cada classe}}{\text{Total de células}} * 100 \quad \text{Equação 8}$$

Para complementar o processo de validação dos mapas de suscetibilidade em conjunto com o inventário de cicatrizes foi utilizada a curva ROC (*Receiver Operating Characteristic*) (BEGUERÍA, 2006; FAWCETT, 2006). A curva ROC consiste numa técnica para avaliar o desempenho de um determinado fenômeno estudado com base em dados analíticos, representados graficamente. Os gráficos ROC podem mostrar o limiar entre taxas de acertos e taxas de erros da situação analisada.

Neste trabalho, a utilização da curva ROC objetivou verificar a consistência entre as áreas instáveis dos mapas de suscetibilidade e os locais onde efetivamente ocorreram escorregamentos. Para isto, utilizou-se o módulo *GIS Analysis* do *software Idrisi*, tendo como dados de entrada os mapas de suscetibilidade e o inventário de cicatrizes de escorregamento.

Conforme Fawcett (2006), nessa etapa de validação são possíveis quatro resultados: i – células classificadas como instáveis que coincidiram com células representando cicatrizes de escorregamento (verdadeiro positivo - VP); ii – células classificadas como instáveis que não coincidiram com células de cicatrizes de escorregamentos (falso positivo - FP); iii - células classificadas como estáveis que coincidiram com células de cicatrizes de escorregamento (falso negativo - FN) e iv – células classificadas como estáveis que não coincidiram com células de cicatrizes de escorregamento (verdadeiro negativo - VN).

A partir das quatro possibilidades supracitadas obtém-se os parâmetros de sensibilidade e de especificidade presentes no gráfico ROC. A sensibilidade é a capacidade do modelo testado prever corretamente o fenômeno estudado (Equação 9), especificidade está relacionada com as previsões errôneas do modelo (Equação 10) (BEGUERÍA, 2006; FAWCETT, 2006).

$$\text{Sensibilidade} = \frac{VP}{VP+FP} \quad \text{Equação 9}$$

Onde: VP = verdadeiro positivo; FP = falso positivo.

$$\text{Especificidade} = \frac{FP}{FP+VN} \quad \text{Equação 10}$$

Onde: FP = falso positivo; VN = verdadeiro negativo.

A partir da averiguação da sensibilidade e da especificidade é possível calcular a Área Abaixo da Curva - AAC (Equação 11). A AAC compara, quantitativamente, o desempenho dos modelos de suscetibilidade (GORSEVSKI *et al.*, 2000; FAWCETT, 2006, SARKAR; ROY; RAHA, 2016).

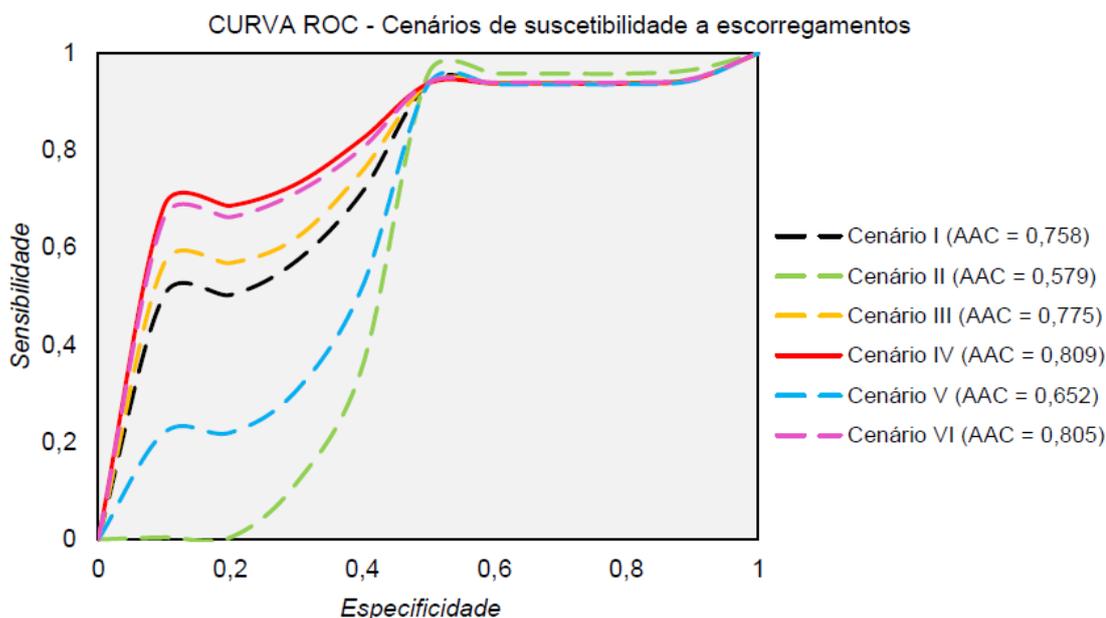
$$AAC = \frac{\sum_{i=1}^n 1}{FP+VN} \left[(Ls_i - Li) \cdot \frac{ai+bi}{2} \right] \quad \text{Equação 11}$$

Onde: $Ls_i - Li$ = amplitude de cada classe; a_i = valor da ordenada correspondente a Li ; b_i = valor da ordenada correspondente a Ls_i .

A AAC possui valores de precisão estatística que variam entre 0,5 e 1. Quanto mais próximo de 1, melhor será a capacidade preditiva do modelo. Desta forma, os valores entre 0,5 e 0,699 indicam que o mesmo não representa a realidade do fenômeno estudado. Por sua vez, valores entre 0,7 e 1 são considerados eficazes, indicando boa capacidade de predição (BEGUERÍA, 2006; PRADHAM; KIM, 2016; SANTOS; LISTO, 2019).

Para fins de exemplificação, a Figura 44 indica o desempenho de um modelo avaliado a partir da curva ROC utilizada no trabalho de Santos (2020). Conforme essa pesquisa observa-se que o cenário IV apresentou o melhor desempenho, uma vez que o eixo y encontra-se mais próximo ao quadrante superior esquerdo e com AAC mais perto de 1 e, portanto, com resultados mais fidedignos (PRADHAM; KIM, 2016; BRITO, 2017; SANTOS, 2020).

Figura 44 - Exemplo de apresentação do gráfico da curva ROC.

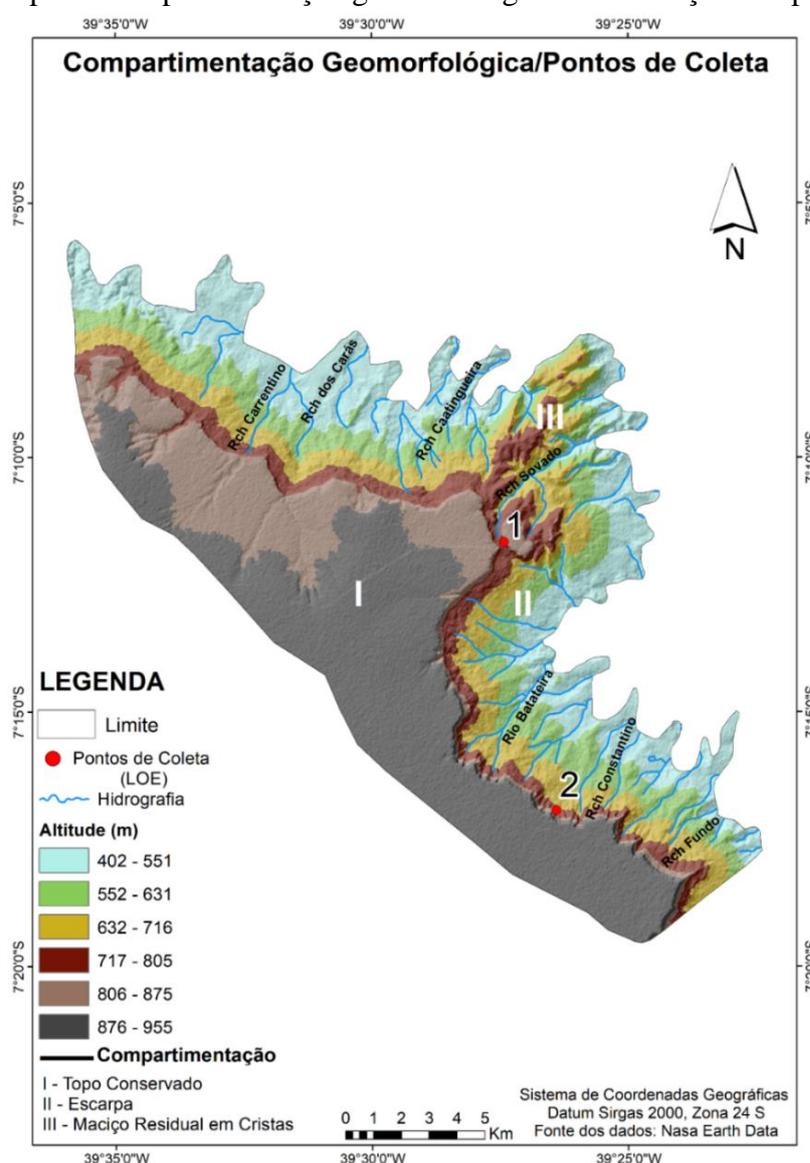


Fonte: Santos (2020).

4.4 Datação por Luminescência Oticamente Estimada (LOE) e Análise Granulométrica

A partir de trabalho de campo realizado em novembro de 2020, de acordo com as especificidades das feições geomorfológicas do limite estudado, foram identificadas duas áreas com evidências de instabilização (isto é, com cicatrizes de escorregamentos) para a coleta de amostras de sedimentos coluvionares, definidas como P1 (perfil 1) e P2 (perfil 2) (Figura 45). Em cada um desses pontos foram realizadas duas coletas para datação por LOE e análise granulométrica, respectivamente.

Figura 45 - Mapa de compartimentação geomorfológica e localização dos pontos de coleta.



Fonte: Autor (2022).

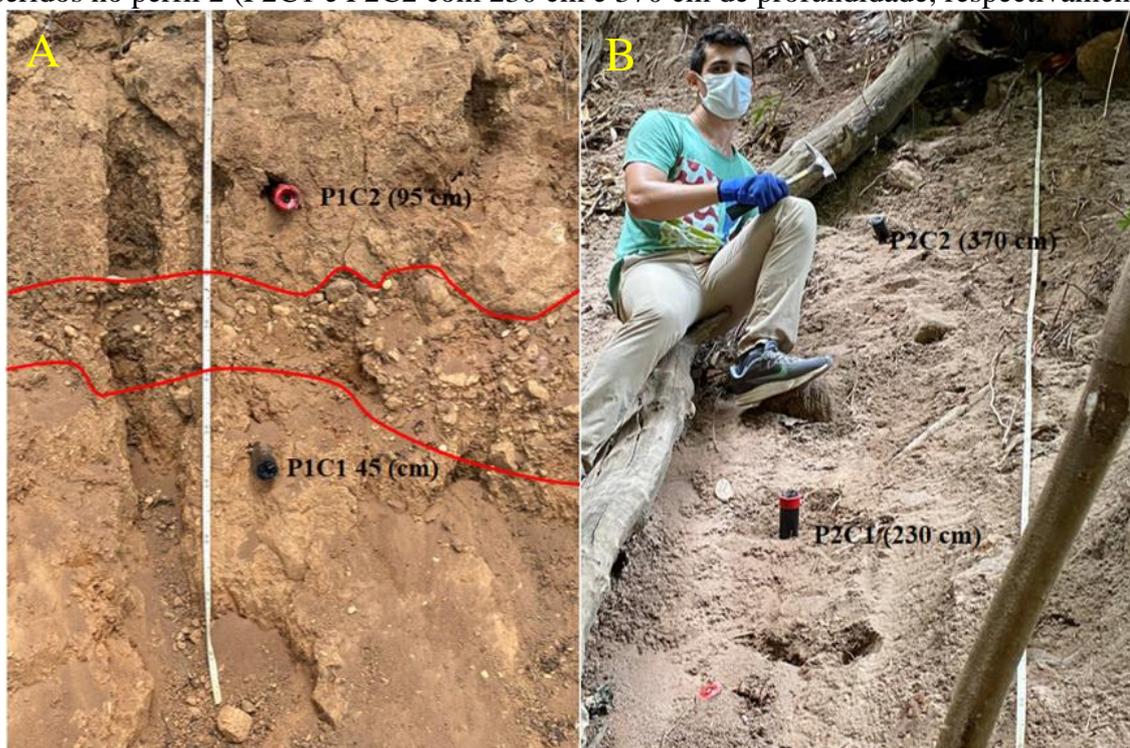
As coletas foram realizadas respeitando-se as características estratigráficas do colúvio, tais como, espessura, diferença granulométrica, coloração e existência de descontinuidades

erosivas como *stone-line*. Para o armazenamento do material sedimentar coletado foram utilizados tubos de *Polyvinyl chloride* (PVC) de cor preta, com 40cm de comprimento e 5cm de diâmetro para LOE e sacos transparentes para armazenar os sedimentos da análise granulométrica (CORRÊA, 2001; SALLUN *et al.*, 2007; GURGEL *et al.*, 2013).

O local selecionado para as coletas do P1 equivale a uma cicatriz presente em encosta localizada na área de topo conservado da Chapada, sob as coordenadas $-7^{\circ} 11' 39''$ S e $-39^{\circ} 27' 25''$ O e altitude de 766 m. O colúvio P1 possuía 1,5 m de comprimento apresentando uma linha de seixos rolados (*stone-line*) (Figura 45). Diante de tais características, realizaram-se duas coletas, uma imediatamente abaixo da linha de seixos a 45 cm de profundidade (P1C1) e outra a 95 cm de profundidade (P1C2) (Figura 46a).

As coletas do P2 foram realizadas em uma cicatriz de escorregamento em uma área de sopé na escarpa de acordo com a compartimentação geomorfológica proposta neste estudo, sob as coordenadas $-7^{\circ} 16'55''$ S e $-39^{\circ} 26' 24''$ O e altitude de 757 m (Figura 45). O colúvio P2 possuía 4,5 m de comprimento apresentando alguns saprolitos na base. Dessa forma, realizaram-se duas coletas, a 230 cm de profundidade (P2C1) e a 370 cm de profundidade (P2C2) (Figura 46b).

Figura 46 - **A**) Tubos inseridos no perfil 1 (P1C1 e P1C2 com 45 cm e 95 cm de profundidade, respectivamente) destaca-se a linha de seixos rolados (contorno em vermelho). **B**) Tubos inseridos no perfil 2 (P2C1 e P2C2 com 230 cm e 370 cm de profundidade, respectivamente).



Fonte: Autor (2021)

Ressalta-se que as coletas para LOE e para análise granulométrica ocorreram nos mesmos pontos e perfis, visando-se uma análise conjunta entre as idades obtidas e texturas, sobretudo, pelo provável tipo de processo morfodinâmico de origem (Figura 47ab). Todas as amostras foram devidamente identificadas e encaminhadas para laboratório posteriormente.

Figura 47 - A) Procedimento de coleta para granulometria. B) Amostras armazenadas (granulometria em sacos transparentes e LOE em canos pretos).



Fonte: Autor (2021).

Em relação à LOE, as amostras foram enviadas para a empresa Datação, Comércio & Prestação de Serviços, em São Paulo/SP para aquisição das idades⁷. A seguir, detalham-se os procedimentos metodológicos empregados pelo laboratório da referida empresa.

No laboratório, os tubos de PVC foram abertos na extremidade interna de inserção indicado no ato da coleta, em ambiente de luz vermelha. Posteriormente, os sedimentos passaram por um tratamento químico com H₂O₂ (20%), HF (20%) e, finalmente, HCl (10%), sendo as lavagens intermediárias efetuadas com água destilada.

Após tratamento químico, as amostras foram secas e peneiradas, separando-se a fração granulométrica na faixa de 100 µm -160 µm (100-60 *Tyler*), obtendo assim material natural (quartzo/feldspato) isentos de materiais orgânicos e/ou metais pesados, e com granulometria bem homogênea.

A partir da amostra de material natural, uma porção foi separada e submetida à radiação solar por um período de aproximadamente 20 dias para decaimento residual (TL / OSL). Desta porção, foram separadas várias amostras a serem irradiadas (fonte de ⁶⁰Co - ⁴⁵Ca) em várias

⁷ Serviço financiado pelo Projeto de Pesquisa “Escala atual e pretérita na análise de escorregamentos translacionais: modelos matemáticos e dinâmicas quaternárias na face oriental da Chapada do Araripe, Nordeste do Brasil” (Edital PROPG nº 03/2020).

doses pré-definidas (Gy), que devem estar próximas a dose acumulada natural para montagem da curva de calibração.

O protocolo utilizado para a datação foi o SAR. Tal protocolo é seguido para a determinação de uma idade média dentre pelo menos 10 a 20 alíquotas, ou seja, são construídas de 10 a 20 curvas de calibração, na qual, são encontradas de 10 a 20 idades, sendo possível a construção de um histograma de idades e interpretação da variação de idades em cada amostragem. Para a análise em questão utilizou-se o SAR – 10, bastante aceito internacionalmente.

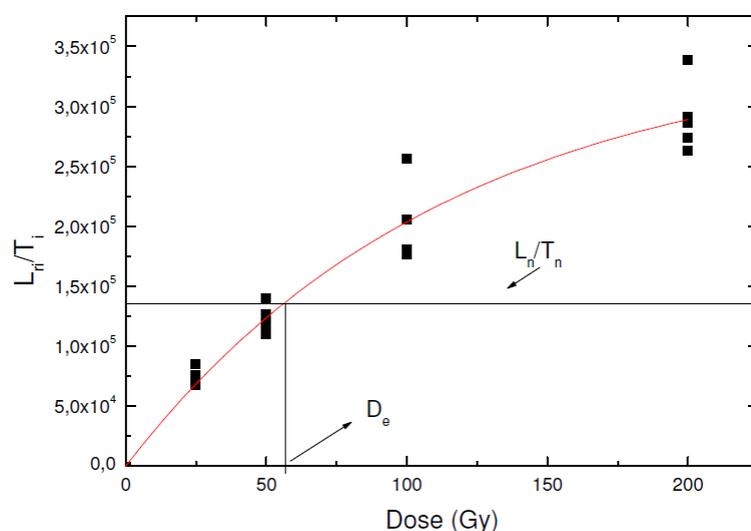
No protocolo SAR, apenas uma alíquota (~7mg) é utilizada para a determinação de cada Paleodose (P). Dessa forma, a alíquota utilizada na medida do sinal natural de LOE, será a mesma utilizada nas diversas etapas de irradiação para a construção da curva de calibração (WALLINGA *et. al.*, 2000).

Terminada a confecção da curva de calibração individual de cada grão/alíquota (a curva de calibração individual de cada grão/alíquota é confeccionada a partir da razão L_i (Medida da LOE regenerativa) / T_i (Medida da LOE teste), foi elaborado um gráfico de calibração $L_i \setminus T_i$ x D_i (Dose de radiação ionizante). Como são usados os mesmos grãos para todo o ciclo, eles podem sofrer variações (alteração) na resposta da LOE. Essas variações são corrigidas por meio da leitura da dose teste, que será sempre constante em cada ciclo (em torno de 10% do valor da dose acumulada).

Com o gráfico da calibração finalizado, insere-se o valor da taxa $L_n \setminus T_n$ (a luminescência natural- L_n contida na amostra pela luminescência teste- T_n), para encontrar o valor da dose acumulada natural no cristal (D_e) (Figura 48). Para se encontrar os valores de D_e (dose acumulada natural), foram usados o modelo de cálculo pela média ponderada dos D_e ou utiliza-se apenas os valores mais baixos de D_e , considerando-se que os valores altos estavam com sinal de LOE residuais.

A idade (I) é calculada dividindo-se D_e (dose acumulada natural) por T (medida da LOE teste). Esta é encontrada por meio dos valores de concentração dos isótopos radioativos do U (urânio), Th (tório) e K (potássio), além da contribuição da radiação cósmica. Tais valores são determinados por meio de espectroscopia gama. Ao final, a idade média encontrada pela técnica de LOE é o momento na qual a amostra foi exposta, por um longo tempo, à luz solar pela última vez.

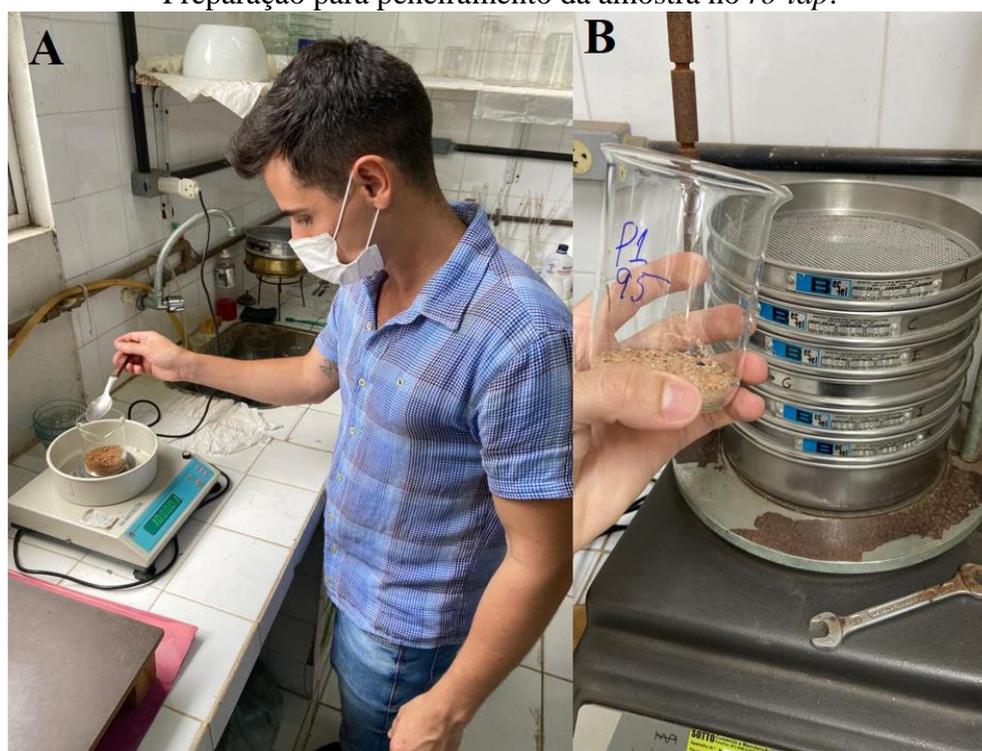
Figura 48 - Exemplo de curva de calibração obtida por meio do protocolo SAR. Utiliza-se o valor da taxa L_n/T_n (a luminescência natural contida na amostra pela luminescência teste), para encontrar o valor da dose acumulada natural no cristal, D_e .



Fonte: WALLINGA *et. al.* (2000).

Para complementar a análise geocronológica os sedimentos foram analisados quanto a granulometria, visando-se a correlação dos sedimentos com o provável tipo de processo morfodinâmico de origem. O processamento das amostras foi realizado no Laboratório de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco (Figura 49ab).

Figura 49 – A) Pesagem de uma das amostras representativas pós quartejamento. B) Preparação para peneiramento da amostra no *ro-tap*.



Fonte: Autor (2021).

A análise granulométrica foi realizada com base na metodologia de peneiramento das amostras de Gale e Hoare (1991), com a adoção da escala de *Wentworth* para definição das classes do tamanho das partículas. As amostras coletadas em campo foram previamente secas na estufa, sendo posteriormente quarteadas, obtendo-se assim, uma amostra representativa (~100g). Dando prosseguimento, as amostras representativas foram colocadas em uma solução contendo 20 gramas do dispersante hexametáfosfato de sódio e 500ml de água destilada, agitada por 20 minutos para desflocular e deixada em repouso por 24 horas.

Passado o tempo de repouso, as amostras foram submetidas à lavagem a fim de separar os sedimentos finos, silte e argila (submetidos à pipetagem) dos grossos, areia e cascalho (submetidos ao peneiramento no *ro-tap*). Em seguida, foram colocadas em um novo processo de secagem na estufa a uma temperatura de até 100 °C. Depois de secas, as amostras foram submetidas a uma nova pesagem para passarem pelo peneiramento no agitador *ro-tap* (para sedimentos grossos) utilizando conjunto de peneiras com intervalos sucessivos de 1 phi (Φ) no intuito de determinar as frações de areia muito fina, areia fina, areia média, areia grossa e cascalho; e pipetagem para definição das frações silte e argila (SILVA, 2013).

Os valores obtidos para cada fração granulométrica foram submetidos a tratamento seguindo os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957). Esses dados possibilitaram calcular o diâmetro médio, o grau de seleção, o grau de assimetria e a curtose (Tabelas 16, 17 e 18). Visando obter informações sobre a classificação e a hidrodinâmica dos sedimentos utilizou-se os diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988), respectivamente, plotados a partir do programa Sysgran 3.0.

Tabela 16 - Escala quantitativa para descrição do grau de seleção.

Grau de seleção	Valor
Muito bem selecionada	< 0,35
Bem selecionada	0,35 a 0,50
Moderadamente selecionada	0,50 a 1,00
Pobremente selecionada	1,00 a 2,00
Muito pobremente selecionada	2,00 a 4,00
Extremamente mal selecionada	> 4,00

Fonte: Folk e Ward (1957).

Tabela 17 - Escala quantitativa para descrição do grau de assimetria.

Assimetria	Valor
Assimetria muito negativa	-1,00 a -0,30
Assimetria negativa	-0,30 a -0,10
Aproximadamente simétrica	-0,10 a 0,10
Assimetria positiva	0,10 a 0,30
Assimetria muito positiva	0,30 a 1,00

Fonte: Folk e Ward (1957).

Tabela 18 - Escala quantitativa para classificação dos valores de curtose.

Curtose	Valor
Muito platicúrtica	< 0,67
Platicúrtica	0,67 a 0,90
Mesocúrtica	0,90 a 1,11
Leptocúrtica	1,11 a 1,50
Muito leptocúrtica	1,50 a 1,30

Fonte: Folk e Ward (1957).

4.5 Análise comparativa (dinâmica atual e dinâmica pretérita)

Nesta última etapa, foi realizada uma análise comparativa/conjunta entre os quatro cenários de suscetibilidade a fim de se verificar as seguintes questões: qual cenário representou melhor a suscetibilidade da área de estudo, concordando cicatrizes e classes instáveis? Qual método (modelo matemático determinístico ou heurístico) pôde representar melhor e com mais acurácia a instabilidade da área? Para sanar tais questões, foram considerados os índices de FD, CC, curva ROC e suas interrelações com os cenários anteriormente apresentados, além de validações de campo.

Em uma segunda análise comparativa, o melhor cenário de suscetibilidade foi relacionado aos dados geocronológicos obtidos por meio da técnica LOE. Dessa forma, foram investigadas as seguintes questões: qual a relação entre as idades dos sedimentos e a suscetibilidade da área? As áreas atualmente suscetíveis derivam de sedimentos coluvionares resultantes de movimentos de massa pretéritos? As áreas suscetíveis possuem maior controle de sua herança geológica-gemorfológica ou de sua dinâmica atual? Dessa forma, as correlações entre dinâmica atual e dinâmica pretérita foram alcançadas em função dos cenários de suscetibilidade e dos dados geocronológicos obtidos, visando-se melhor avaliar o comportamento morfodinâmico da Chapada do Araripe.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são expostos os resultados e discussões desta pesquisa. No subcapítulo **5.1**, apresenta-se o inventário (cicatrices de escorregamentos) e análises integradas de alguns fatores condicionantes naturais (ângulo, forma, aspecto, área de contribuição, geologia, solos e pluviosidade), bem como, suas validações por meio dos índices Frequência de Distribuição (FD) e Concentração de Cicatrizes (CC).

No segundo e terceiro subcapítulos, **5.2** e **5.3**, são interpretados, discutidos e validados os mapas de suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos, gerados pelos modelos SHALSTAB (cenários A1; A2) e AHP (cenários B1; B2), assim como os cálculos de FD, CC e curva ROC.

O subcapítulo **5.4** apresenta de forma detalhada o melhor cenário de suscetibilidade diante das validações realizadas. O subcapítulo 5.5 decorre a cronologia dos sedimentos por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e análise granulométrica.

Por fim, no subcapítulo **5.6**, realiza-se uma análise conjunta, considerando a escala atual, representada pelo modelo de suscetibilidade de melhor acurácia, e pretérita por meio dos dados obtidos a partir da datação por LOE.

5.1 Inventário de cicatrizes de escorregamentos e análises de fatores condicionantes

Foram inventariadas e mapeadas 71 cicatrizes de escorregamentos translacionais rasos (Figura 50). As mesmas concentraram-se, predominantemente, na região mais escarpada da Chapada do Araripe (Figura 51) e são caracterizadas pela ruptura de massas de solo pouco espessas, com atuação gravitacional. As áreas mais atingidas pelos processos constituem-se em angulações elevadas, atingindo valores próximos a verticalidade, fator de muita influência no gatilho dos escorregamentos para a área.

Na comparação com demais variáveis, há maior concentração de cicatrizes (46) na região sudeste da chapada (Figura 52), especificamente na unidade geomorfológica da escarpa em áreas declivosas, com influência significativa de condicionantes geológicos (Arenitos da Formação Exu) e pedológicos (solos do tipo Neossolos Litólicos).

Figura 50 – Mapa de inventário de Cicatrizes de Escorregamentos. Destaque para cicatrizes inventariadas (imagem de satélite no canto inferior direito).

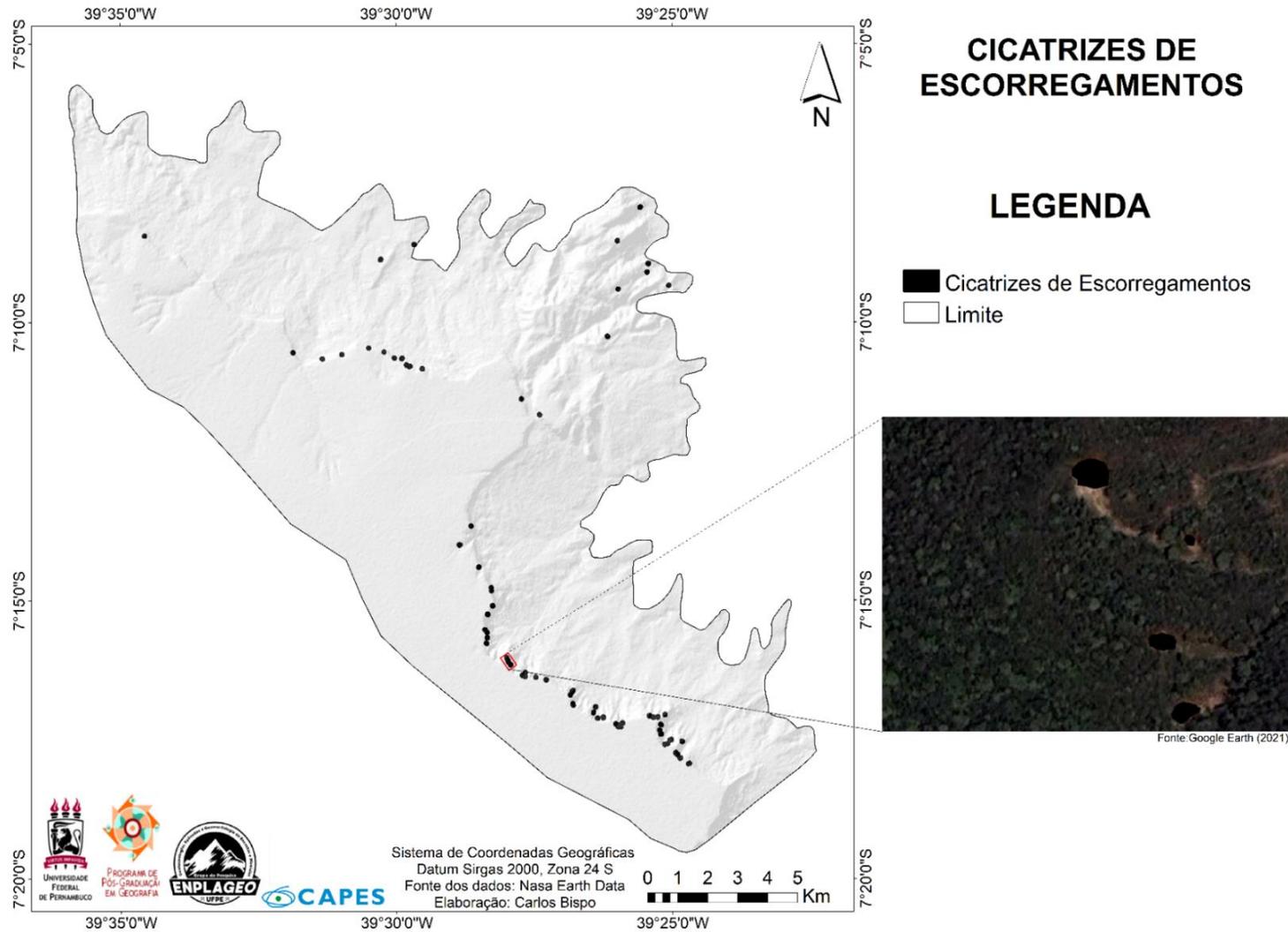


Figura 51 - Presença de cicatrizes de escorregamentos na região de escarpa da área de estudo.



Fonte: Dron Cinematic (2021).

Figura 52 – Exemplo de cicatriz de escorregamento no setor sudeste da área de estudo, nas proximidades do bairro Granjeiro, Crato-CE.



Foto: Roberto Silva (março de 2022).

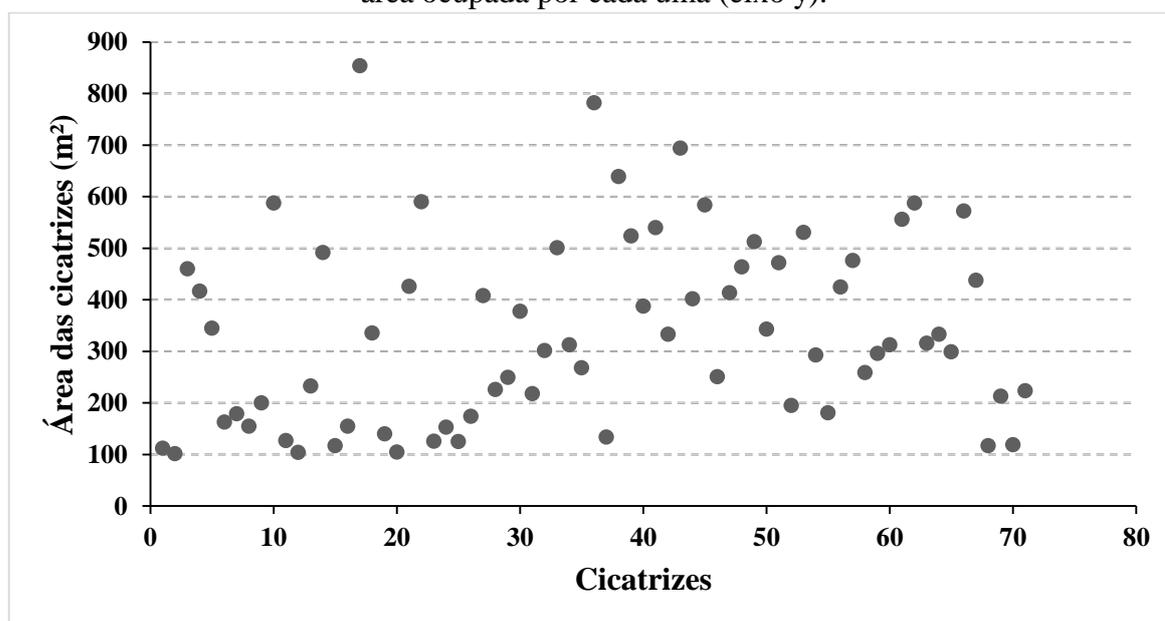
Analisando-se as cicatrizes de escorregamentos de forma distribuída verificou-se que 79% delas possuem área inferior a 500 m² (Figura 53). A maior cicatriz mapeada possui 854 m² e a menor 102 m² (Figura 54). A área total das cicatrizes mapeadas foi equivalente a 24.063 m² e quando calculado o volume total de sedimentos gerados por esses escorregamentos, obtém-se um total de 36.095 m³ (considerando-se uma profundidade de ruptura de 1,5 m). A Figura 55 mostra um mosaico detalhando algumas cicatrizes observadas ao longo da Chapada do Araripe obtidas pelo sobrevoo com VANT.

Escorregamentos na face oriental da Chapada do Araripe também foram avaliados por Guerra e Sampaio (1996), Peulvast Bétard e Magalhães (2011). Para ambos os trabalhos, os processos aconteceram, principalmente, por ocasião das condições fisiográficas naturais da região, relacionadas ao fato de constituir-se como ambiente de exceção.

Peulvast; Bétard e Magalhães (Op. cit.) ao analisarem as condições topográficas e depósitos atribuídos a grandes movimentos de massa a leste da Chapada do Araripe, verificaram que as cicatrizes mais pretéritas relacionam-se ao envolvimento de grandes movimentos de massa nas fases mais antigas de evolução e de recessão da escarpa.

Nesse sentido, o inventário de escorregamentos, conforme defendido por Guzetti (1999) e Remondo *et al.* (2003), são essenciais para auxiliar a compreender a suscetibilidade da região, pois pressupõe-se que futuros escorregamentos poderão ocorrer nos mesmos locais deflagrados anteriormente.

Figura 53 - Distribuição das cicatrizes dos escorregamentos mapeados (eixo x) em relação à área ocupada por cada uma (eixo y).



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Figura 54 - Recorte do inventário de cicatrizes sob uma imagem de satélite da área de estudo. Os retângulos amarelo e azul representam a menor e a maior cicatriz mapeada, respectivamente.

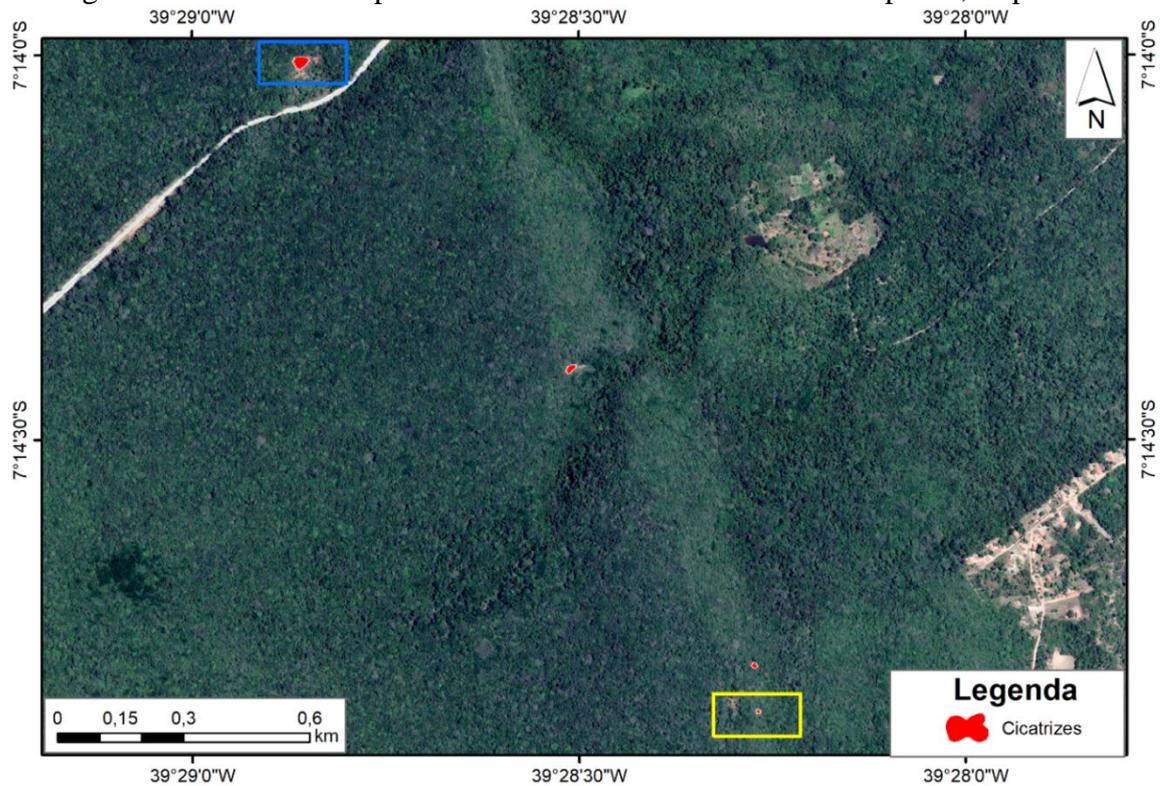
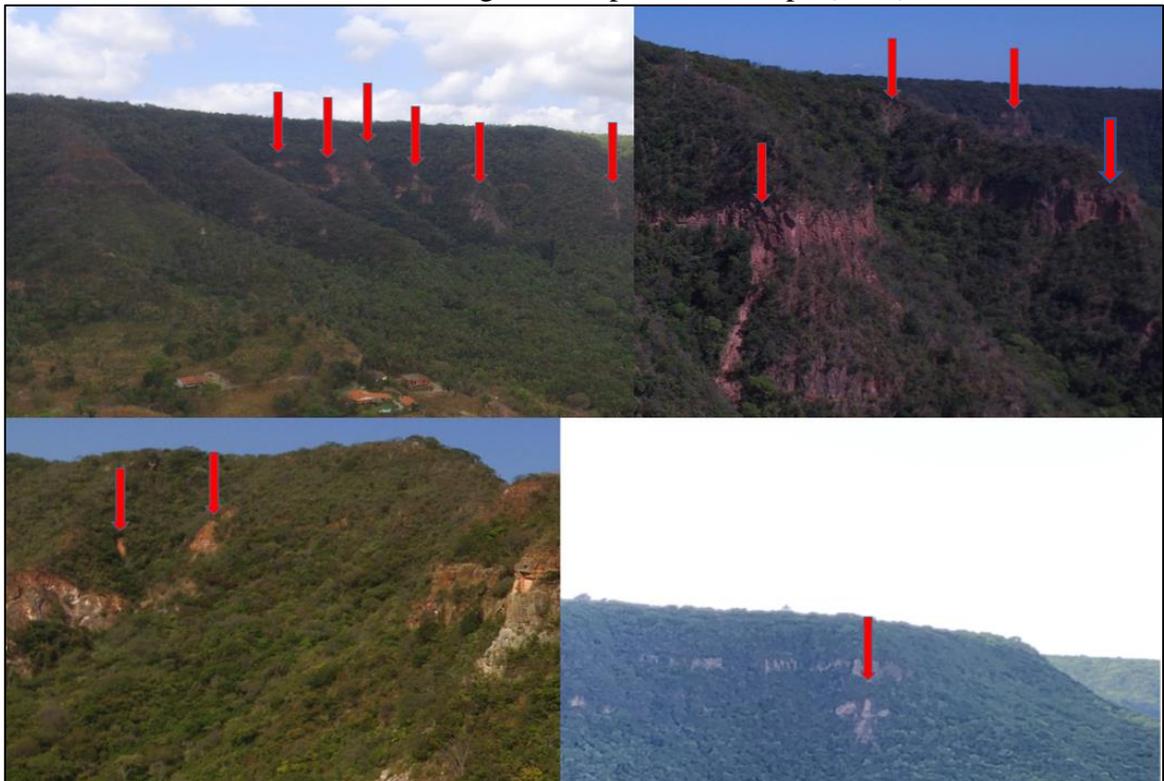


Figura 55 - Mosaico (fotografias obtidas via VANT) detalhando algumas cicatrizes observadas ao longo da Chapada do Araripe (setas).



5.1.1 Análises de fatores condicionantes - Ângulo da encosta

Conforme o mapa de ângulo da encosta (Figura 56) foi possível verificar que as duas primeiras classes (0° - 7° e $7,1^{\circ}$ - 11°) apresentaram uma FD de 80,0% da área total, influenciadas pelas áreas planas no topo da Chapada (em grandes proporções). Em seguida, as classes $11,1^{\circ}$ - 17° e $17,1^{\circ}$ - 27° apresentaram uma FD de 17,7% e as duas últimas classes ($27,1^{\circ}$ - 45° e $> 45^{\circ}$), correspondentes ao relevo mais escarpado, uma FD de apenas 2,3% (Figura 57).

As classes $27,1^{\circ}$ - 45° e $> 45^{\circ}$, de maiores angulações, localizam-se ao longo de toda a escarpa rochosa da Chapada do Araripe e em suas faces centrais, situadas a NE, que correspondem a Serra do Juá, intrusão granítica em contato direto com estratos sedimentares (Figura 56).

Em relação à Concentração de Cicatrizes, houve maior ocorrência de escorregamentos nas duas últimas classes ($27,1^{\circ}$ - 45° e $> 45^{\circ}$) (Figura 57 e Figura 58). Embora representem apenas 2,3% da área total, apresentaram uma CC equivalente a 44,4% e 21,6%, respectivamente, totalizando 66%.

Potencialidades para a ocorrência de movimentos de massa em maciços cristalinos no Estado do Ceará foram atestadas em trabalhos realizados por Bastos e Peulvast (2016). Os autores realizaram pesquisa no maciço de Baturité que se apresenta como a maior serra úmida do Ceará, apresentando grande variedade de feições geomorfológicas como relevos dissecados nas encostas, colinas intercaladas com planícies alveolares no platô e superfícies de erosão e de deposição nos setores circunvizinhos mais baixos. Constatou-se, assim como observado para Chapada do Araripe que as áreas mais suscetíveis a ocorrência de escorregamentos se concentraram nos patamares de maior declividade das encostas.

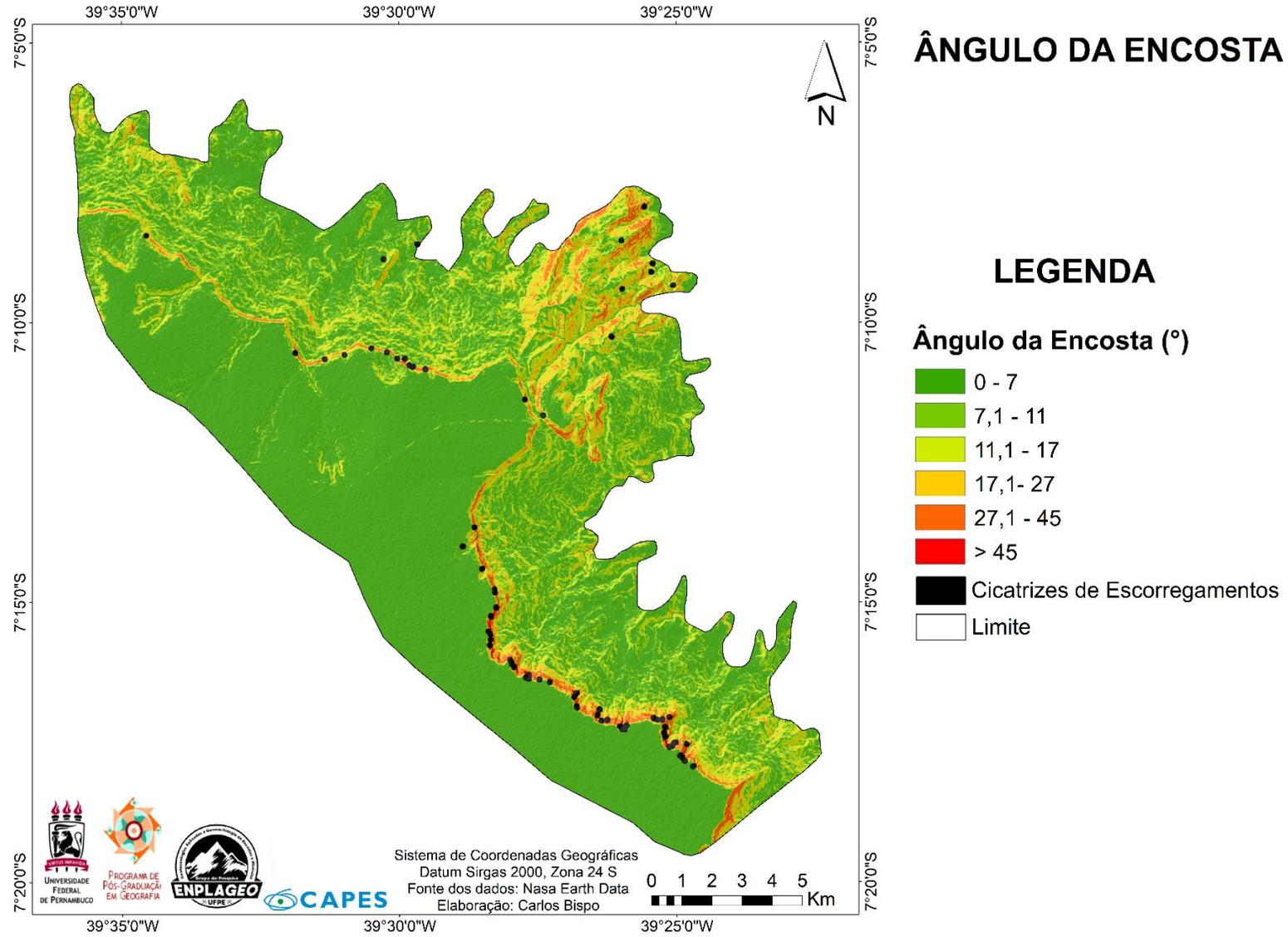
As áreas mais declivosas, embora não sejam o único fator condicionante, favorecem de forma significativa a ocorrência de escorregamentos, principalmente, pelo aumento da velocidade do escoamento superficial e da ação erosiva na movimentação de materiais superficiais, elevando a suscetibilidade, ou seja, a influência na velocidade do deslocamento dos materiais mostra-se proporcional ao ângulo da encosta.

Dessa forma, são muitos os trabalhos na literatura que já atestaram a ocorrência de escorregamentos em áreas de maior declividade, tais como, Guidicini e Nieble (1984); Sidle, Pearce e O'loughlin (1985); Selby (1993); Fernandes *et al.*, (2001); IPT (2012); Listo e Vieira (2012); Guerra *et al.* (2017); Bonini *et al.* (2020).

Fernandes *et al.* (2001), a partir da análise de modelos matemáticos no Estado do Rio de Janeiro, identificaram uma maior ocorrência de movimentos de massa em função do aumento do gradiente da encosta em valores extremos, entre 37° e 55°.

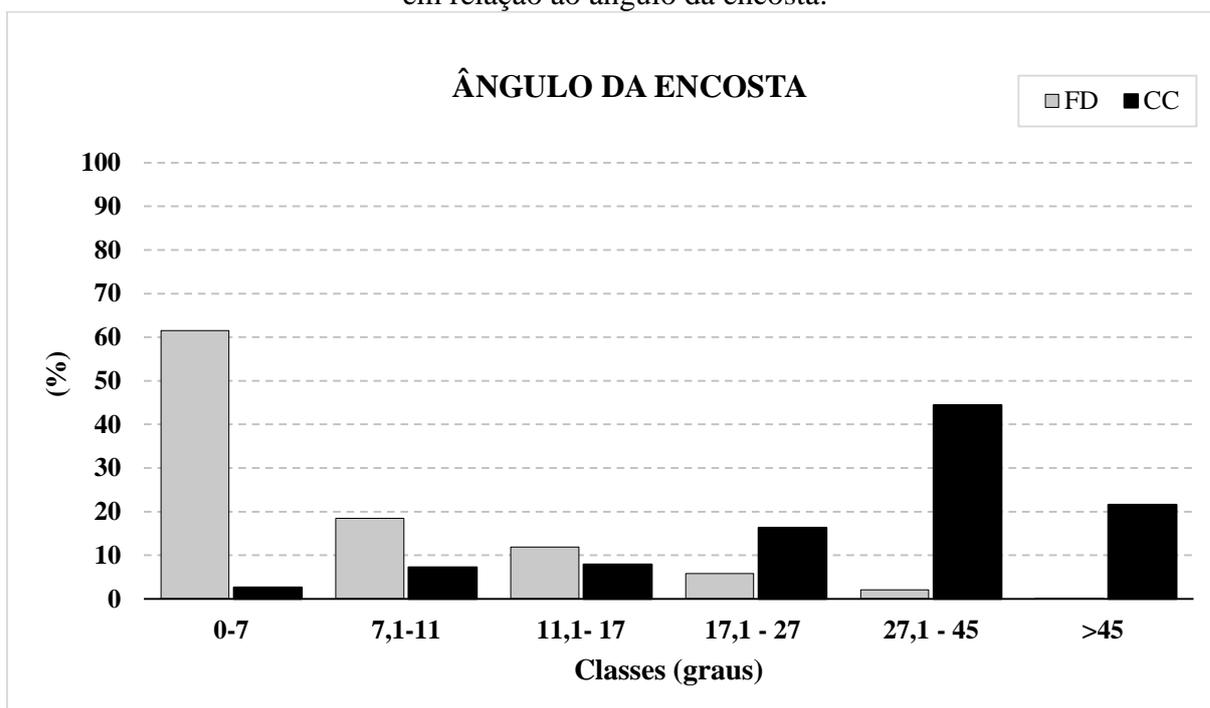
Bonini *et al.* (2020), ao estudarem uma bacia hidrográfica na região do Vale da Ribeira, São Paulo, identificaram maior Concentração de Cicatrizes a partir da classe entre 20° e 25° (23,2%), cujo índice atingiu seu valor máximo na classe entre 30° e 35° (26,5%) e declinou nas classes com ângulos superiores a 35°, corroborando com os resultados desta pesquisa.

Figura 56 - Mapa de Ângulo da encosta e cicatrizes de escorregamentos.



Fonte: Autor (2022).

Figura 57 - Índices de Frequência de Distribuição (FD) e Concentração de Cicatrizes (CC) em relação ao ângulo da encosta.



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Figura 58 - Cicatrizes localizadas em relevo íngreme na Chapada do Araripe.

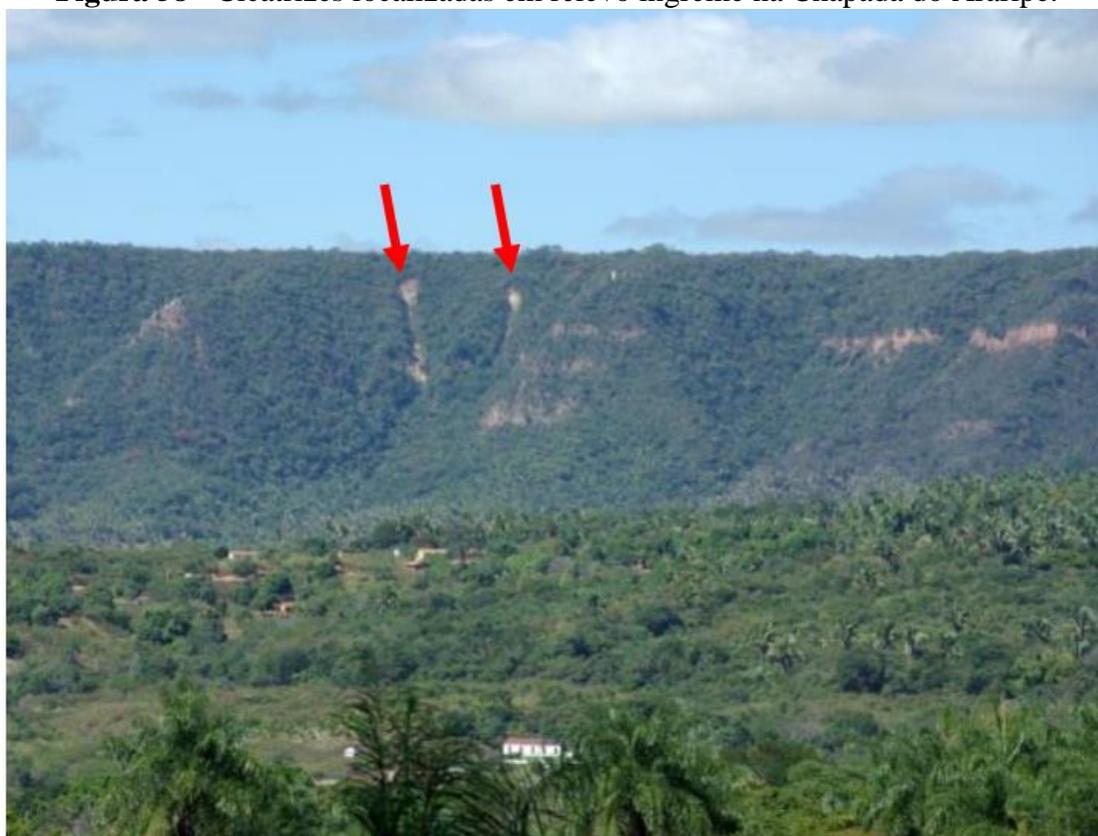


Foto: Alessandra Magalhães (2008).

5.1.2 Análises de fatores condicionantes - Curvatura

O mapa de curvatura (planta e perfil) (Figura 59) mostrou uma FD equânime entre as três classes (Côncavo - 35,4%; Convexo - 35,4% e Retilíneo - 29,2%) (Figura 60). O índice CC, por sua vez, indicou maior suscetibilidade nas encostas côncavas (41,8%), seguida com menor diferença percentual em relação às curvaturas convexas (39,2%). As curvaturas retilíneas foram as menos suscetíveis com 19% de CC (Figura 60).

As maiores CC para as encostas côncavas, tal como indicado na Figura 61, dialogam com estudo realizado por Dietrich e Montgomery (1994). Estes autores já haviam apontado que os padrões côncavos do relevo são mais suscetíveis a escorregamentos, diante da maior convergência de fluxos, facilitando o acúmulo de água no solo e, conseqüentemente, o aumento da poro-pressão, igualmente verificado para a Chapada do Araripe.

Muitos outros trabalhos indicam na literatura os padrões côncavos como mais suscetíveis e instáveis a escorregamentos (ex. GAO, 1993; FERNANDES *et al.*, 2001; FERNANDES *et al.*, 2004, VIEIRA, 2007; LISTO; VIEIRA, 2012). Todavia, ressalta-se, mais uma vez, a necessidade de uma análise integrada de parâmetros geoambientais para o melhor entendimento das características da curvatura, pois, embora a literatura indique que as áreas côncavas possuem uma maior tendência a instabilidade, esta relação nem sempre se confirma devido às diversidades de parâmetros que influenciam os movimentos de massa, como a declividade, forma, área de contribuição, entre outros (MONTGOMERY e DIETRICH, 1994; FERNANDES *et al.*, 2001).

Em um estudo no município do Rio de Janeiro, Fernandes *et al.* (2001) também encontraram uma FD aproximada para as três curvaturas (côncava, convexa e retilínea), sendo a classe côncava aquela com maior potencial para a ocorrência de escorregamentos. Tais relações corroboram os resultados adquiridos nessa pesquisa.

Nery e Vieira (2015), por sua vez, ao estudarem uma bacia hidrográfica na Serra do Mar Paulista, destacaram as encostas convexas como mais suscetíveis. Estes autores, em primeiro lugar, afirmam que sob as mesmas condições hidrogeológicas, as encostas convexas são menos estáveis, uma vez que a cicatriz, no caso, a delimitação do processo como um todo, atua sobre a mesma superfície de escorregamento e em segundo lugar, a morfologia convexa pode indicar a presença de material de acumulação, por exemplo, o colúvio, caracterizando o local com comportamento hidrológico diferenciado, acarretando, assim, uma menor resistência ao cisalhamento e, por fim, tornando estes locais mais propensos à deflagração dos

escorregamentos rasos na bacia. Este é um resultado importante, uma vez que neste trabalho, houve CC próximo a 40% em relação às curvaturas convexas para a Chapada do Araripe.

Similarmente aos resultados encontrados para região da Chapada do Araripe, Bonini *et al.* (2020) identificaram para a bacia do rio Gurutuba no município de Itaoca, Estado de São Paulo, que as classes côncavas e convexas apresentaram as maiores CC (35,2% e 33,9%, respectivamente), seguida pela retilínea com 31%.

Figura 59 - Mapa de curvatura (planta/perfil) e cicatrizes de escorregamentos. Recorte destacando essas formas (canto inferior direito).

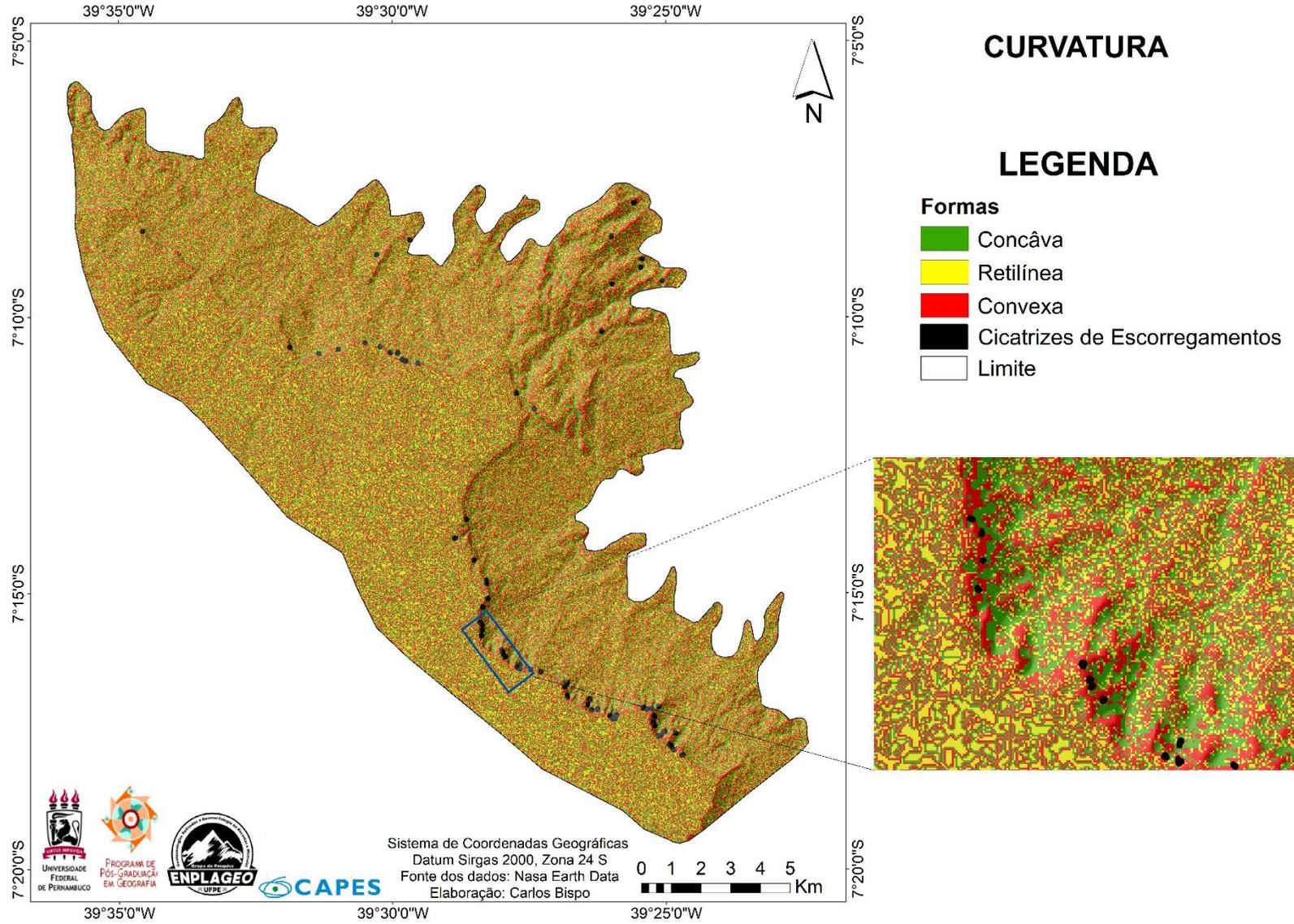
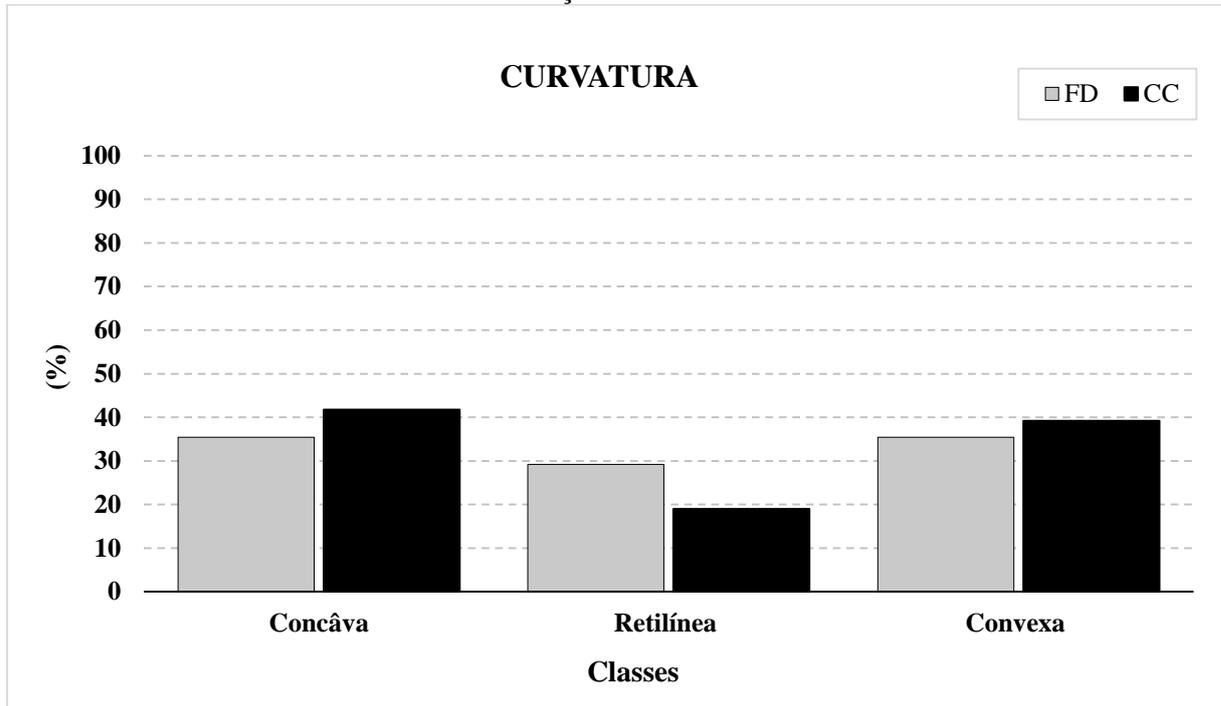


Figura 60 - Índices de Frequência de Distribuição (FD) e Concentração de Cicatrizes (CC) em relação à curvatura.



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Figura 61 - Exemplo de cicatrizes em encostas côncavas no setor leste da área de estudo (próximo ao sítio Belmonte).

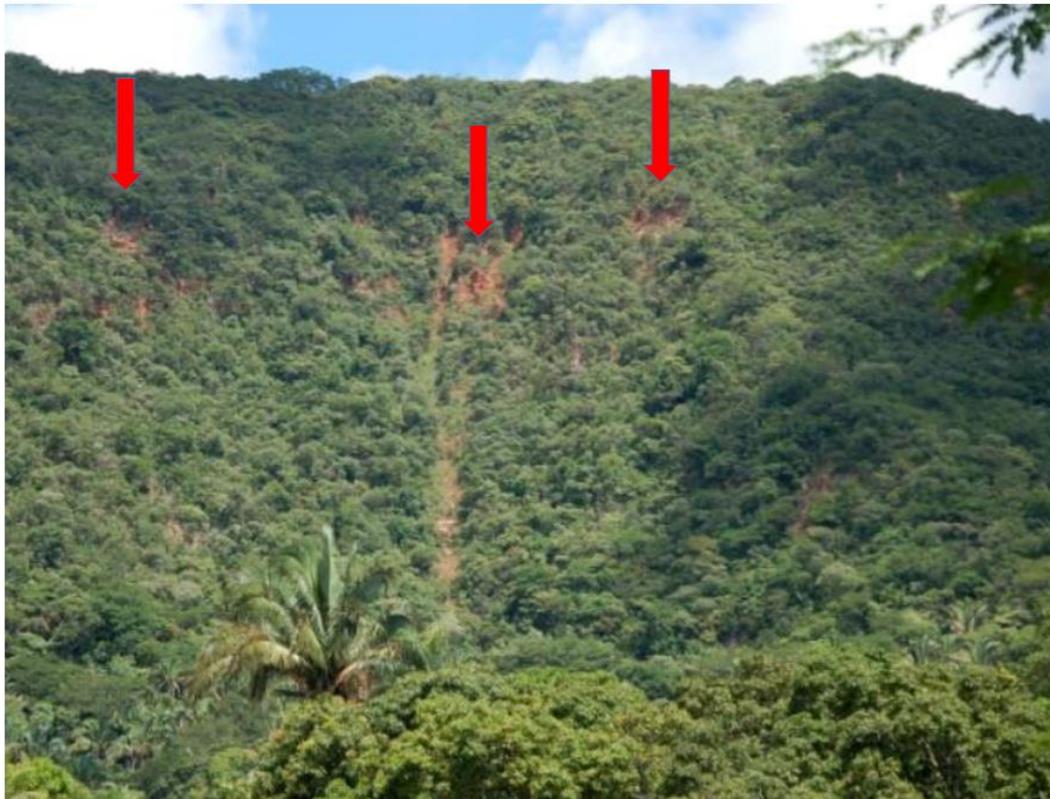


Foto: Alessandra Magalhães (2008).

5.1.3 Análises de fatores condicionantes – Aspecto

No tocante ao mapa de aspecto (Figura 62), observa-se que as orientações estão localizadas de maneira dispersa pela área estudada, cujas FD foram: Nordeste (19,7%), Norte (16,8%), Leste (15,9%), Noroeste (12,7%), Sudeste (12,6%), Oeste (6,3%), Sul (5,9%), Relevo Plano (5,3%) e Sudoeste (4,8%) (Figura 63).

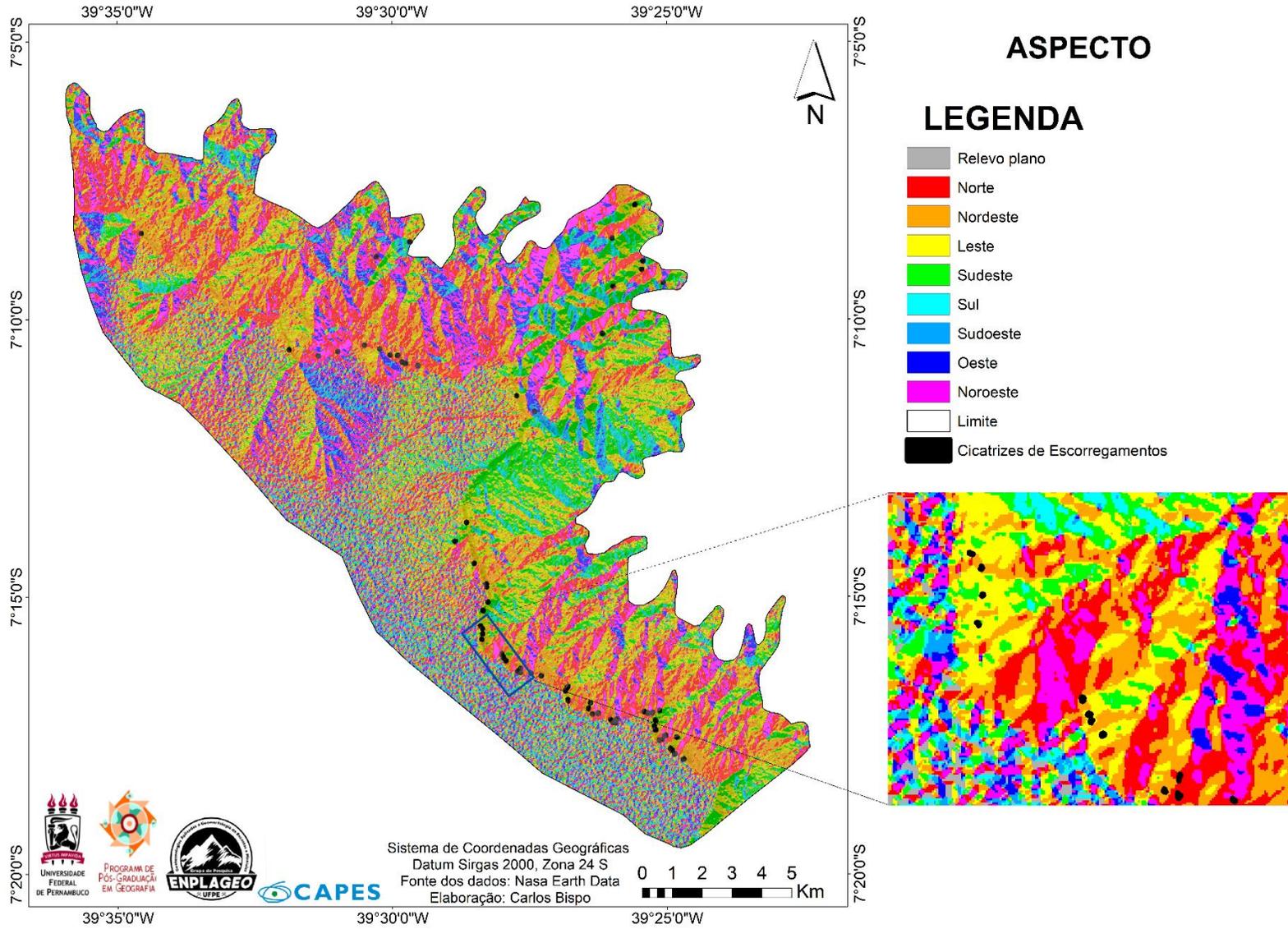
As encostas mais afetadas por escorregamentos (CC) foram aquelas orientadas a: Norte (30,7%), Leste (27,5%), Nordeste (15%) e Sudeste (13,7%). Por sua vez, as menos afetadas foram àquelas orientadas a: Noroeste (7,2%), Sul (2,6%) Oeste (2,6%) e Sudoeste (0,7%) (Figura 63).

As encostas orientadas para os quadrantes Norte e Leste (Figura 64), com maior índice de CC, provavelmente são as que recebem menor incidência solar, o que gera uma manutenção da umidade nessas áreas e compromete a estabilidade destas. Essa relação radiação solar/umidade é confirmada por GAO (1993) e Gao e Maro (2009), os quais afirmam que a quantidade de radiação solar recebida pela encosta tem a capacidade de influenciar diretamente na sua umidade e, conseqüentemente na estabilidade.

Corroborando tais constatações, Santos e Listo (2019), verificaram uma maior suscetibilidade a escorregamentos nas encostas orientadas para direção Sudeste no município de Camaragibe, Região Metropolitana do Recife. Ao se analisar a incidência do sol sobre as encostas da área de estudo, a partir de uma carta solar percebeu-se que a orientação Sudeste recebe um maior nível de umidade no período de maior índice pluviométrico, o que favorece a sua desestabilização.

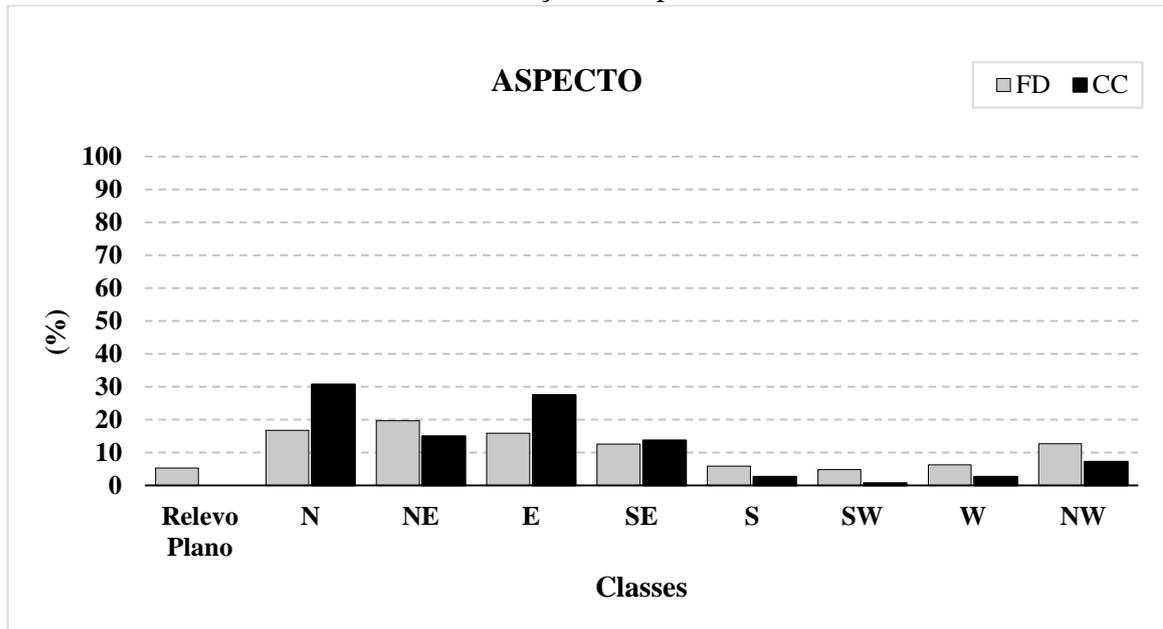
Já Nery e Vieira (2015), em um estudo na Serra do Mar Paulista, indicaram a orientação Oeste como a mais afetada por escorregamentos. Segundo os autores o que explica a maior suscetibilidade dessa orientação é a sua posição quanto à distribuição da radiação solar e da chuva, sendo favorecida pelo menor recebimento de radiação solar diretamente associado a uma menor perda de umidade, constatação posta em concordância com os estudos de Gao e Maro (2009) sobre a influência dos controles topográficos na evolução de escorregamentos de terra.

Figura 62 – Mapa de aspecto das encostas e cicatrizes de escorregamentos. Recorte detalhando tais orientações (canto inferior direito).



Fonte: Autor (2022).

Figura 63 - Índices de Frequência de Distribuição (FD) e Concentração de Cicatrizes (CC) em relação ao aspecto.



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Figura 64 - Exemplo de cicatrizes em encostas orientadas a leste (por trás do bairro Granjeiro). Polígonos em vermelho detalhando as cicatrizes de escorregamentos.



Fonte: Google Earth (2021).

5.1.4 Análises de fatores condicionates - Área de contribuição

No mapa da área de contribuição (Figura 65) os valores de fluxo acumulado estão em escala logarítmica em decorrência da variabilidade existente devido à distribuição dos dados. Assim, foi dividido em cinco classes e aquela que apresentou a maior FD foi a classe entre 10 m² – 100 m² (44,7%), seguida pelas classes 100 m² – 1000 m² (24,4%), 0 m² – 10 m² (24%), 1000 m² – 10000 m² (4,8%) e > 10.000 m² (2,1%) (Figura 66).

Com relação a CC, a classe 10 m²–100 m² foi a mais representativa em relação a ocorrência de cicatrizes com um total de 45,7%. A classe 100 m² – 1000 m² registrou um índice de CC de 37,9%, as demais classes registraram juntas apenas 16,7% (Figura 66).

A classe >10.000 m² representa os principais canais de drenagem da área de estudo. Já as classes 10m²–100m² e 100m²–1000 m², que concentraram mais escorregamentos representam as áreas com cabeceiras de drenagem da área de estudo (Figura 67).

De acordo com O’Loughlin (1986) e Fernandes *et al.* (2004), a área de contribuição define os locais onde há convergência de fluxos superficiais e subsuperficiais de forma concentrada, relacionados com a saturação dos solos. Desta forma, é possível estabelecer uma relação entre a área de contribuição e a rede de drenagem da Chapada do Araripe, uma vez que a mesma captura o efeito da topografia no fluxo de água das bacias hidrográficas da região.

Santos e Listo (2019) ao realizarem um trabalho sobre a suscetibilidade a escorregamentos na Região Metropolitana do Recife identificou em seu mapa de área de contribuição que a classe 100 - 2.500 m² foi a que mais registrou ocorrência de cicatrizes (67,1%).

Já Araújo, Barella e Fernandes (2021) em um estudo englobando as bacias dos rios Quitite e Papagaio, localizadas na parte oeste do Maciço da Tijuca, em Jacarepaguá, na cidade do Rio de Janeiro constataram que áreas de contribuição entre 1,9 m² até 3,7m² foram as que apresentaram o maior índice CC (56%). Houve uma tendência de decréscimo dos índices FD e CC com o aumento do tamanho da área de contribuição, assim como observado para o caso da Chapada do Araripe.

Figura 65 – Mapa de Área de Contribuição e cicatrizes de escorregamentos.

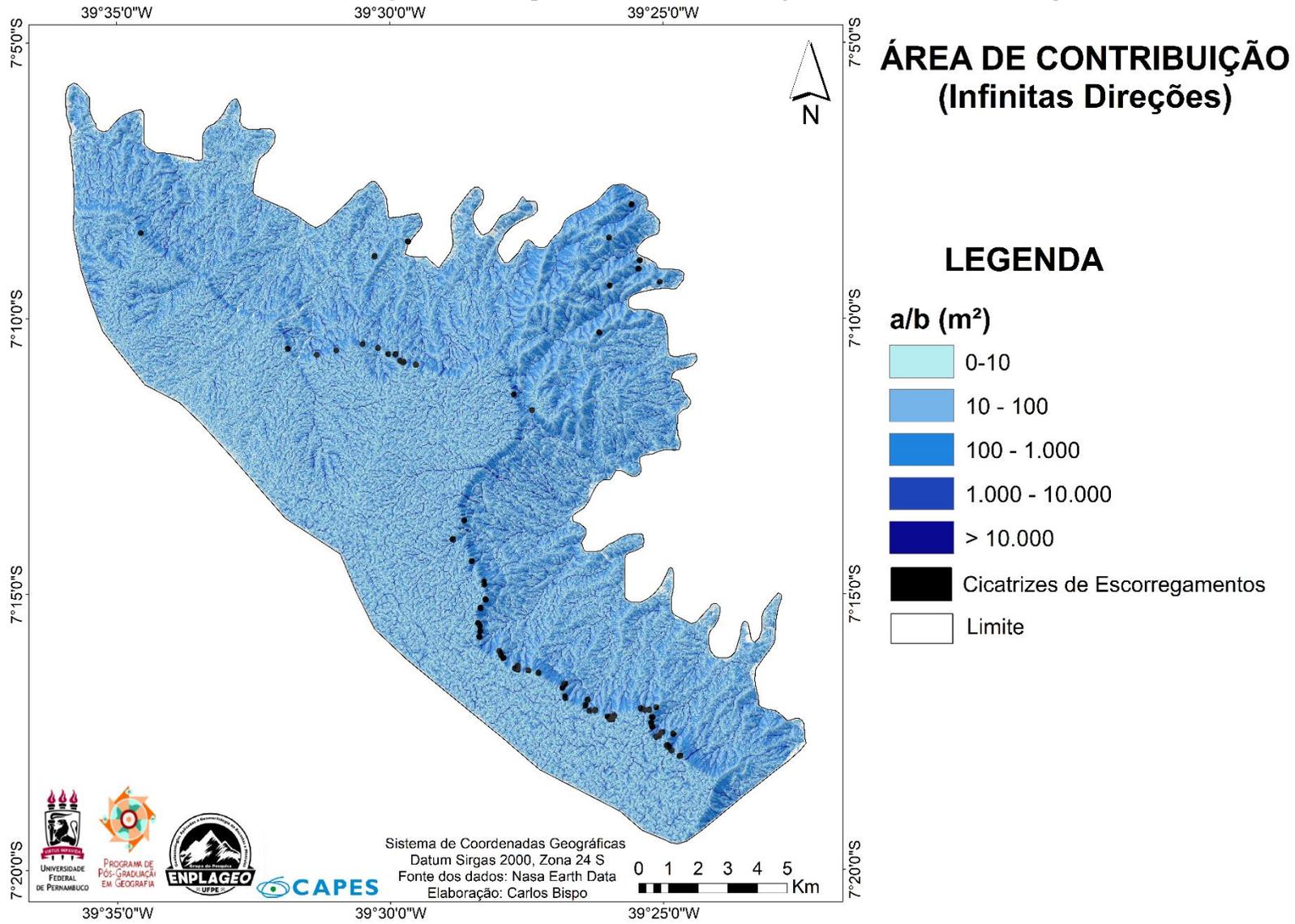
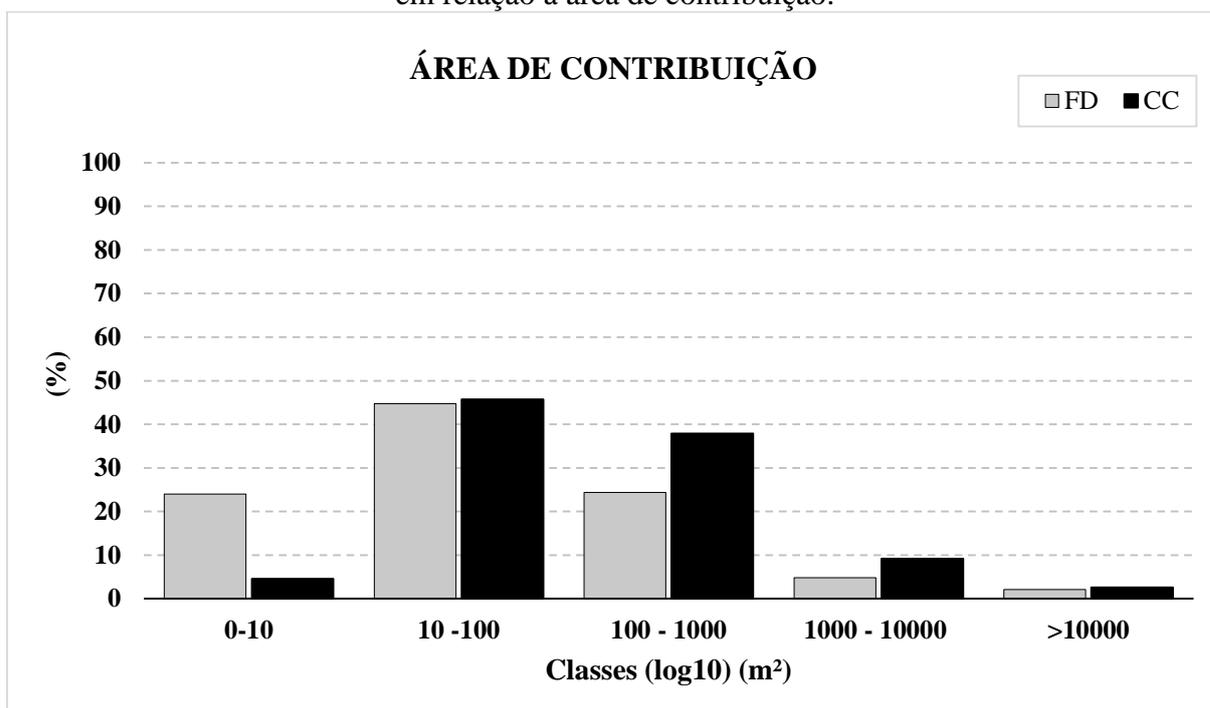


Figura 66 - Índices de Frequência de Distribuição (FD) e Concentração de Cicatrizes (CC) em relação à área de contribuição.



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Figura 67 - Exemplo de cicatriz de escorregamento na classe 10 m² – 100 m² (maior CC).



Fonte: Fabrizio Listo (2020).

5.1.5 Análises de fatores condicionantes - Geologia

Em relação à Geologia/Unidades Litoestratigráficas (Figura 68), a área é compreendida, predominantemente, pelas Formações Exu e Santana, com FD de 41,8% e 32,9% respectivamente, seguida pela Formação Missão Velha (FD de 15,3%) e Intrusão granítica (FD de 10%) (Figura 69).

As maiores CC foram observadas na Formação Santana (54,2%), seguida pela Formação Exu (34,7%) e, em menor expressão, na Formação Missão Velha (5,9%) e Intrusão Granítica (5,2%) (Figura 67). Assim, destacam-se a influência das Formações Exu e Santana que, juntas, perfazem 74,7% da área e concentraram 88,9% das cicatrizes.

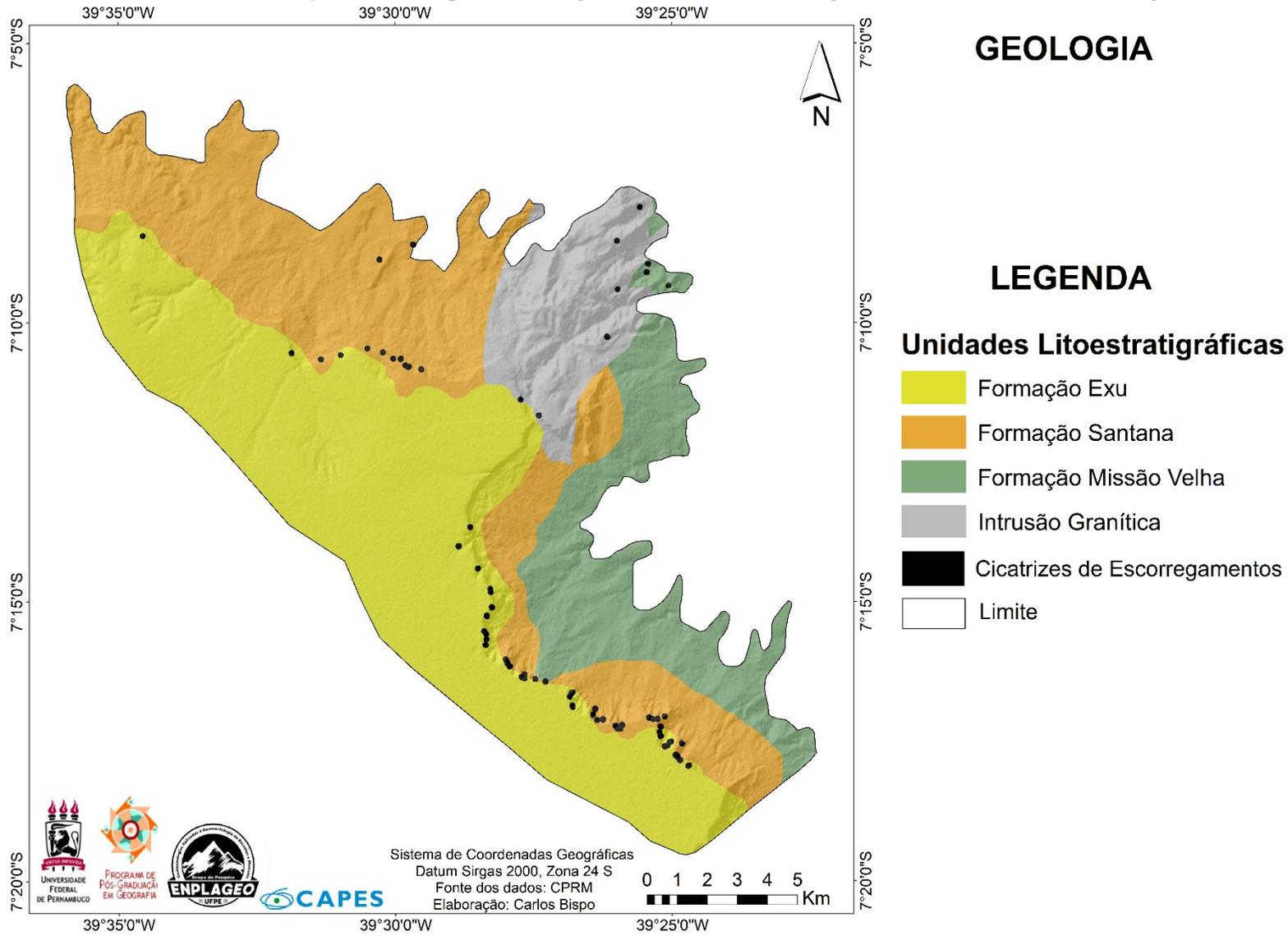
Tal concentração, principalmente nas escarpas mais abruptas, pode ser explicada diante da composição morfológica das unidades litológicas da Formação Exu (Figura 70). Estas apresentam litologia sedimentar permoporosa constituídas por arenitos grossos intercalados com arenitos conglomeráticos em contato direto com a Formação Santana, que por sua vez, apresenta uma camada estratigráfica pouco permeável, com a predominância de camadas de arenitos, siltitos e folhelhos (CPRM, 2014), bastante suscetíveis.

Sob essas condições, tais unidades geológicas apresentam potencial significativo no desencadeamento de escorregamentos, uma vez que suas características podem influenciar na criação de áreas instáveis nas encostas. Corroborando com essa análise, Santos, Florenzano e Nora (2009), em um estudo geológico-geomorfológico da sub-bacia leste do Araripe por meio da aplicação de variáveis morfométricas, destacaram o potencial hidrogeológico das características da Formação Exu e Formação Santana. Para as autoras o contato litológico entre essas formações é marcado pela existência de uma escarpa abrupta na Formação Exu, a montante da linha de surgência das fontes hídricas.

Nesse contexto, Guerra (2019) pondera que o contato litológico entre a camada permopermeável da Formação Exu (aquífero) e a camada impermeável da Formação Santana (aquitarde) em consórcio com a direção do mergulho das camadas litoestratigráficas, condicionadas pelos basculamentos de blocos para NE e W, simultaneamente, favorecem o fluxo de água em subsuperfície, formando zonas de exsudação nas vertentes escarpadas.

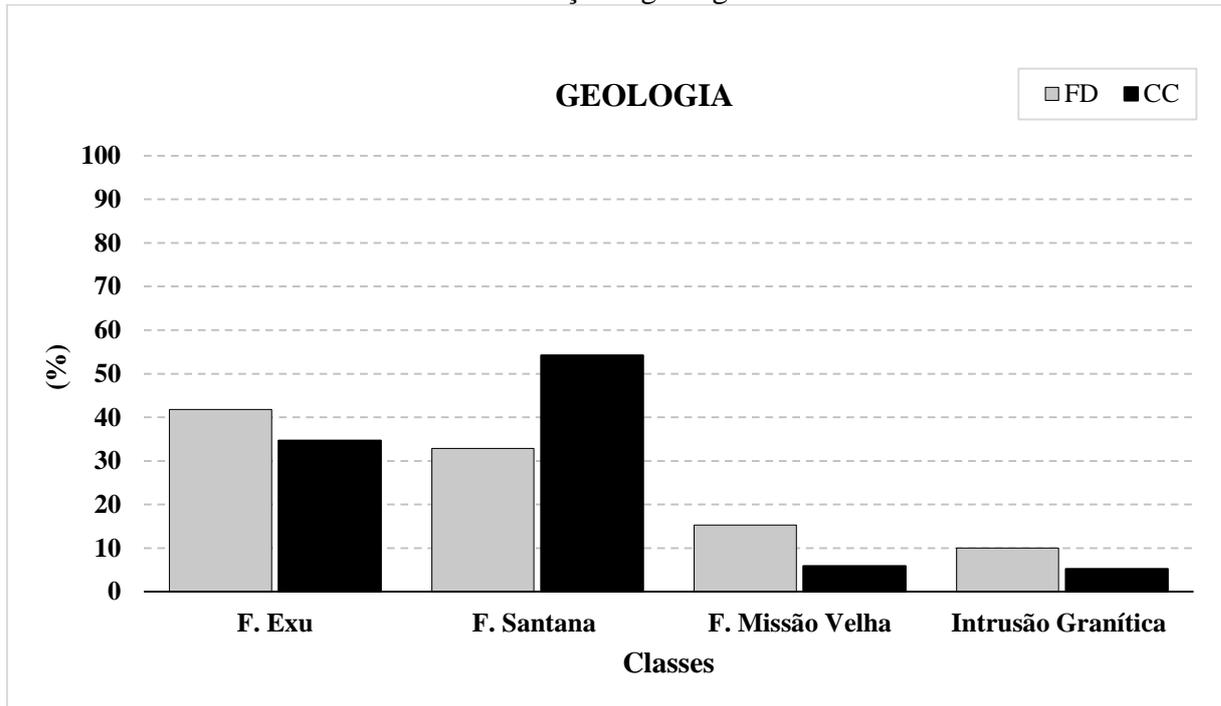
Peulvast *et al.* (2011) e Peulvast e Bétard (2015) também destacaram o aporte do contexto hidrogeológico, devido a capacidade de infiltração do arenito Exu e, por conseguinte, as nascentes das bacias hidrográficas, com grande contribuição para os movimentos de massa na Chapada do Araripe.

Figura 68 - Mapa de Geologia/Unidades Litoestratigráficas e cicatrizes de escorregamentos.



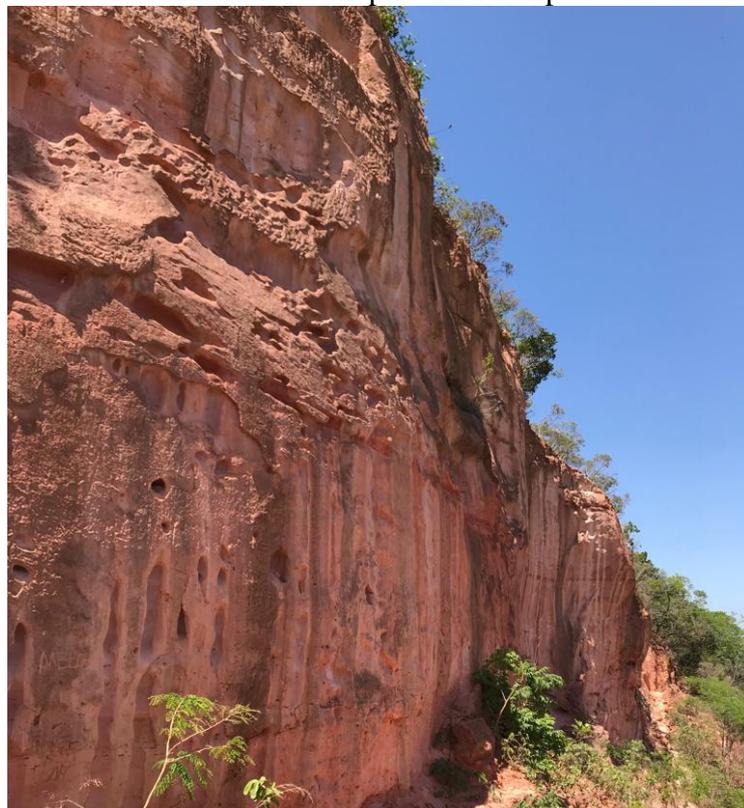
Fonte: CPRM (2014).

Figura 69 - Índices de Frequência de Distribuição (FD) e Concentração de Cicatrizes (CC) em relação à geologia.



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Figura 70 - Exemplo da litologia da Formação Exu (arenitos) exposta em corte de estrada no interior da Chapada do Araripe.



Fonte: Autor (2018).

5.1.6 Análises de fatores condicionates - Solos

De acordo com o mapa de solos (Figura 71), a área apresenta as seguintes classes: Argissolo Vermelho; Argissolo Vermelho-Amarelo; Latossolo Amarelo; Neossolo Litólico e Neossolos Flúvicos. As maiores FD são representadas pelas classes Latossolos (41,9%) e Neossolo Litólico (40,7%), e, em menor expressão, as classes Argissolos (16%) e Neossolo Flúvico (1,4%) (Figura 72). De acordo com Funceme (2012), tal diversidade pedológica decorre da contribuição do clima subúmido, na evolução dos solos no Cariri cearense.

Conforme supracitado, a classe dos Latossolos apresentou a maior FD e recobre, predominantemente, o platô da Chapada do Araripe. Nesse cenário, Guerra (2019) verificou a existência de vários perfis de latossolos com horizonte A húmico (Figura 73), indicando a presença de solos testemunhos de condições pretéritas mais úmidas.

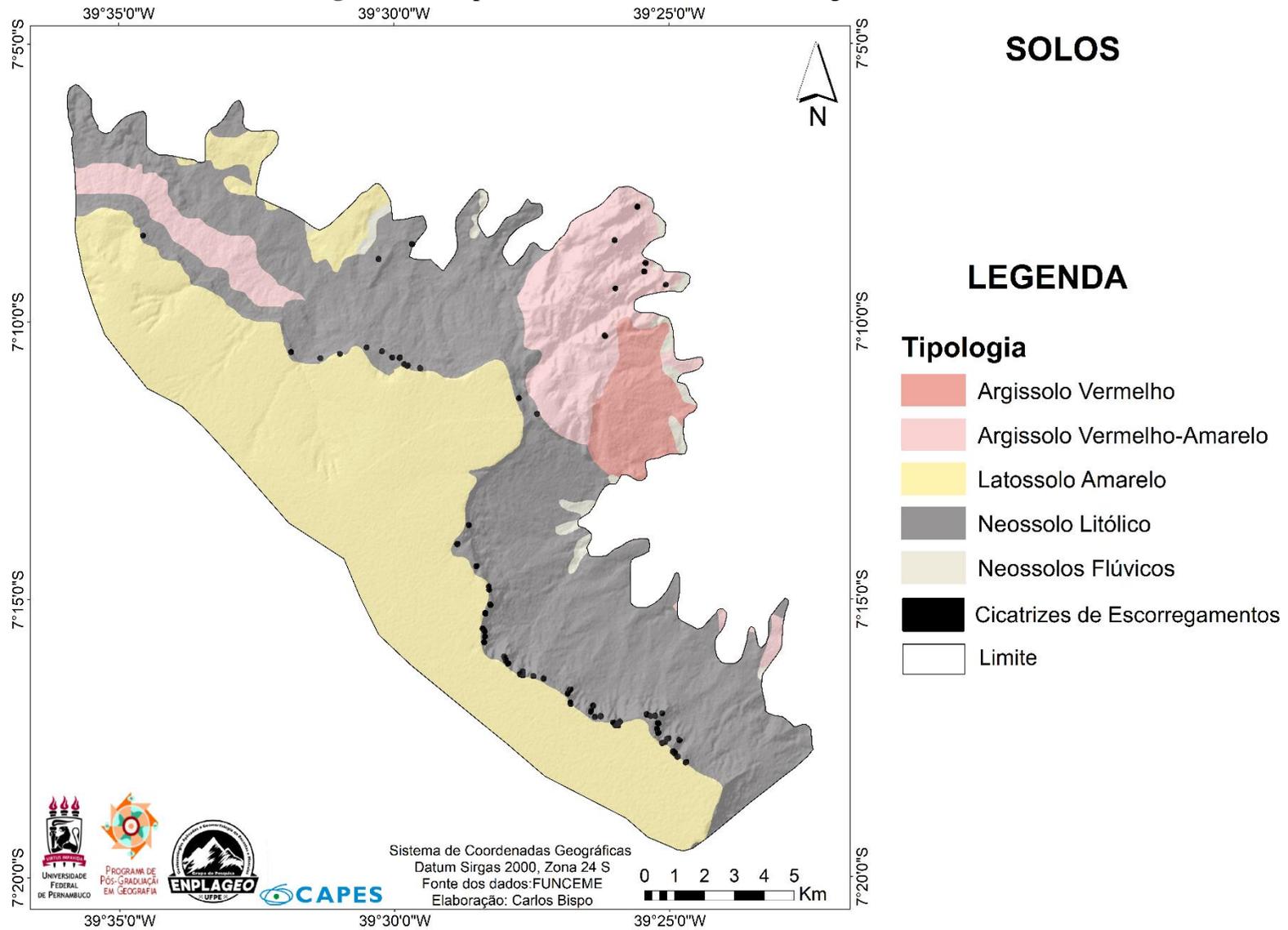
Embora os latossolos possuam maior expressão espacial, o índice CC indicou maior suscetibilidade aos Neossolos Litólicos (81,7%), seguido pelos Latossolos (9,8%) e Argissolos (8,5%) (Figura 72). Os Neossolos Litólicos são solos não hidromórficos, pouco desenvolvidos, em geral rasos, frequentemente associados a afloramentos rochosos. Estão distribuídos ao longo da escarpa da Chapada do Araripe e ocupam os setores de encosta da área.

Em estudo para os enclaves úmidos e subúmidos do semiárido do nordeste brasileiro Souza e Oliveira (2006) caracterizaram os Neossolos Litólicos da Chapada do Araripe e também verificaram que estes estão distribuídos sobre os setores da encosta em posições de elevadas declividades.

Nesse mesmo sentido Ribeiro (2012) afirma que os Neossolos Litólicos da Chapada do Araripe apresentam pequena espessura, pedregosidade e rochosidade, mas com substrato sedimentar e relevo de moderado a altamente declivoso com isso tem-se uma elevada suscetibilidade à erosão.

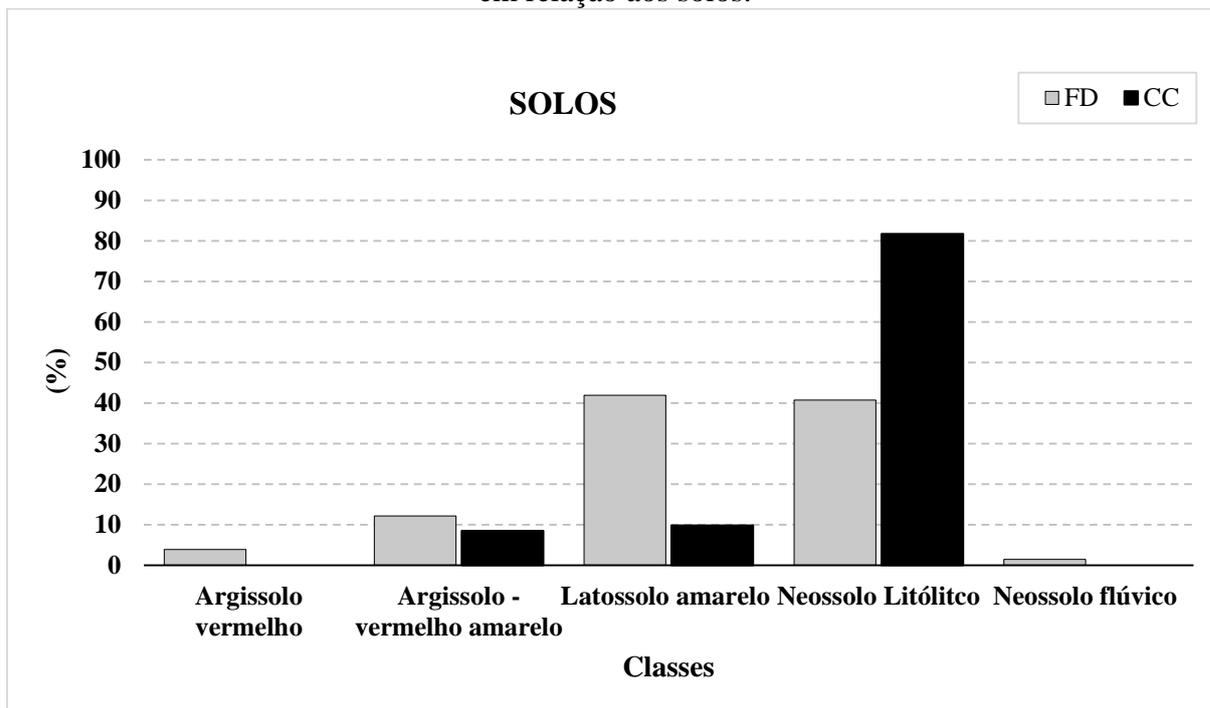
Lima (2015) corrobora com essa discussão ao caracterizar esses solos como pouco desenvolvidos e rasos com grandes afloramentos rochosos associados a setores do relevo de alto declive e bastante dissecado, apresentando alta potencialidade de ruptura.

Figura 71 - Mapa de Solos e cicatrizes de escorregamentos.



Fonte: FUNCEME (2012).

Figura 72 - Índices de Frequência de Distribuição (FD) e Concentração de Cicatrizes (CC) em relação aos solos.



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Figura 73 – Perfil de Latossolo com horizonte A húmico enterrado sobre o platô da Chapada do Araripe, no município do Crato.



Fonte: Guerra (2019).

5.1.7 Análises de fatores condicionates - Pluviosidade

A pluviosidade da área variou entre 951 mm e 1210 mm de chuva média dentro da série histórica utilizada (Figura 74). Os valores de precipitação em milímetros (mm) foram divididos em quatro classes com as seguintes FD: 951 mm – 1020 mm (14,7%); 1021 mm – 1080 mm (18,8%); 1081 mm – 1130 mm (37,6%) e 1131 mm – 1210 mm (28,9%) (Figura 75).

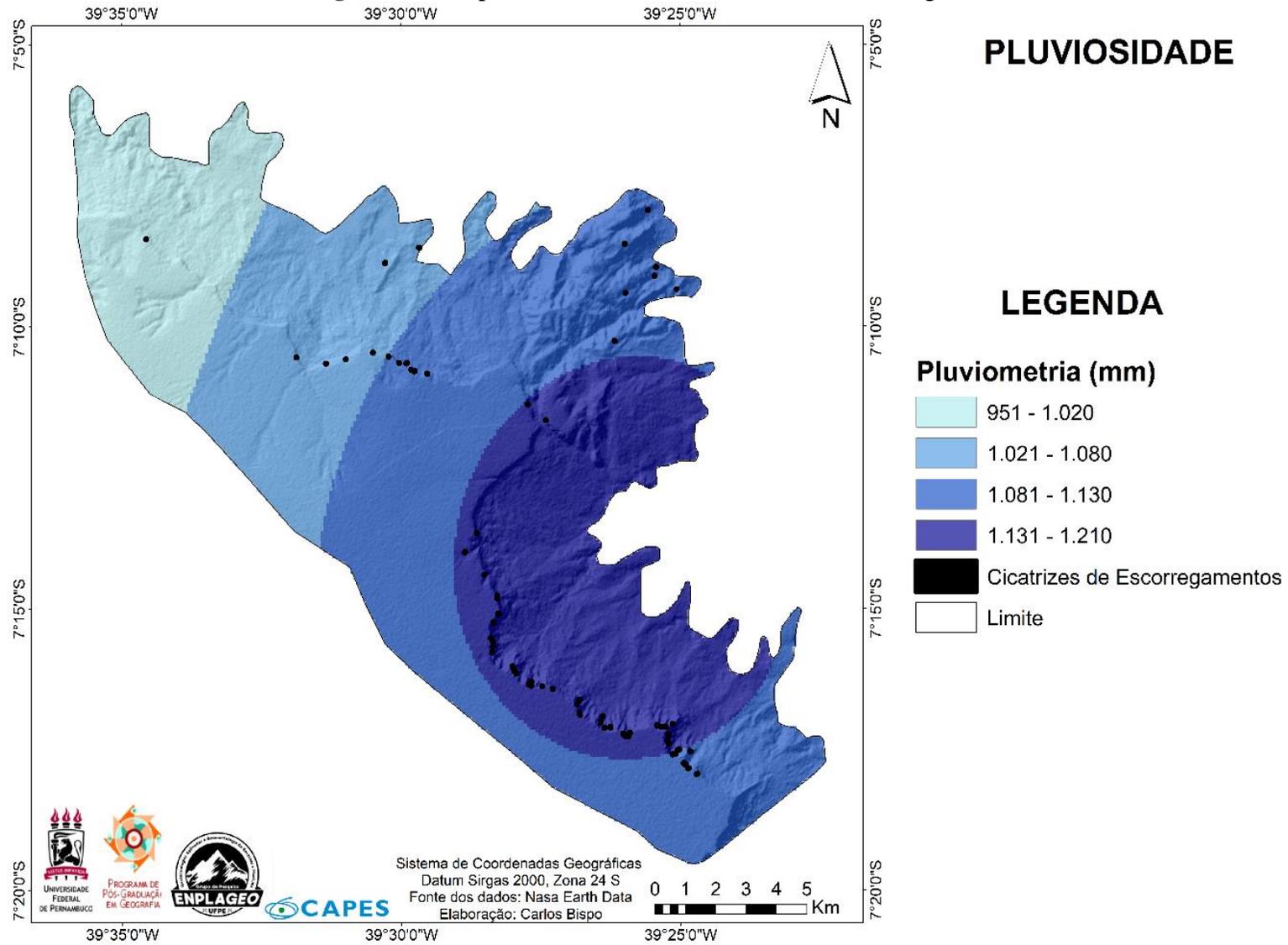
Em relação à CC, a classe 1131 mm – 1210 mm concentrou a maior ocorrência de cicatrizes, com um total de 61%, seguida pelas classes 1081 mm – 1130 mm (28,1%); 1021 mm – 1080 mm (9,9%) e 951 mm – 1020 mm com apenas 1% das cicatrizes (Figura 75).

Analisando-se os dados de precipitação espacializada, constatou-se que a ocorrência das cicatrizes é majorada nas áreas de maior pluviometria, especialmente no setor sudeste da área de estudo (Figura 76), conforme esperado. Esse resultado é corroborado por muitos estudos da literatura, tal como IPT (1988), os quais afirmam que as chuvas podem interferir na estabilidade das encostas provocando a diminuição da coesão e do ângulo de atrito, além de aumentar o peso específico do solo.

Ressalta-se que as chuvas na região do Araripe apresentam contrastes de irregularidade temporal, na qual ocorrem precipitações torrenciais em um curto espaço de tempo favorecendo a deflagração dos escorregamentos, isto é, atuam como gatilhos para o desencadeamento dos processos (BASTOS; PEULVAST, 2016; GUERRA, 2019). Zêzere (2005) reforça esta questão, ao apontar que os escorregamentos translacionais rasos, sobretudo aqueles com superfícies de ruptura de até 2 m de profundidade, relacionam-se às chuvas intensas e de curta duração.

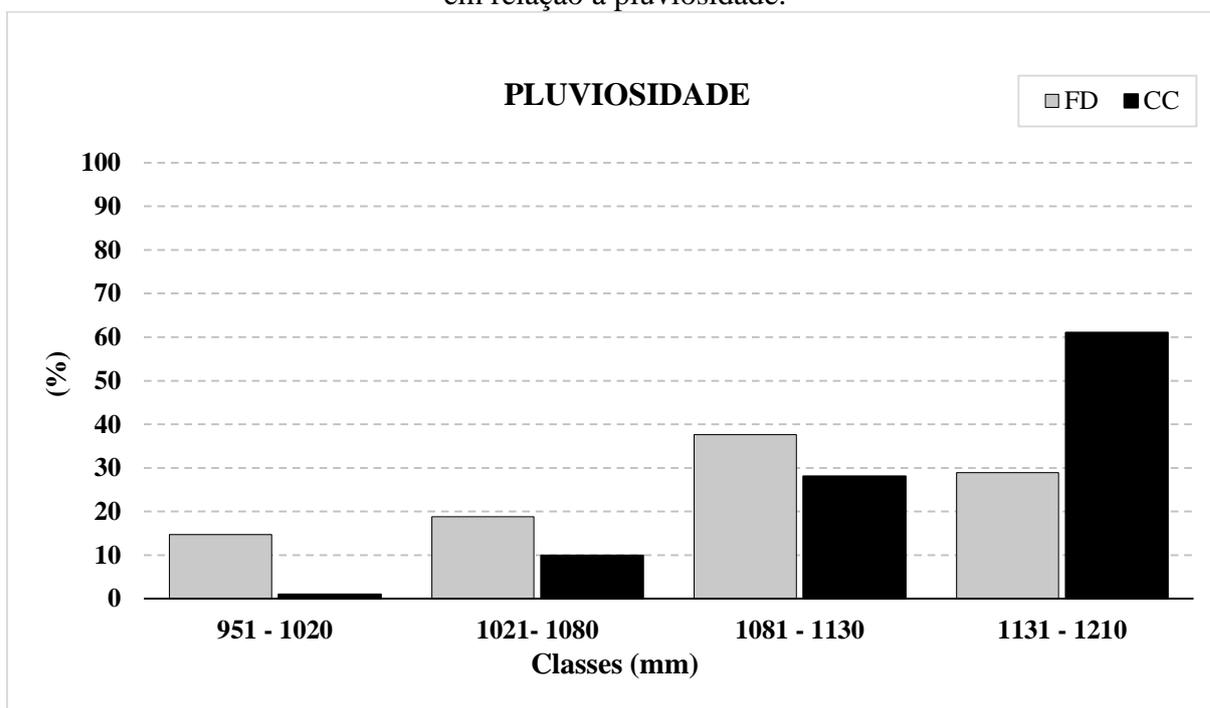
Para a Chapada do Araripe, as chuvas são distribuídas, principalmente, entre uma pré-estação (entre dezembro e janeiro) e uma estação chuvosa (entre fevereiro e junho) (FUNCEME, 2012). Tais precipitações são influenciadas por condições locais, regionais e globais. Assim, as condições pluviométricas destacam-se em razão das diferenças dos patamares geomorfológicos que compõem a área de estudo, cujos aspectos climáticos são peculiares de ambientes de exceção/brejo de altitude o que torna a Chapada do Araripe diferenciada em relação aos aspectos climáticos gerais do semiárido nordestino. Os mecanismos de precipitação são condicionados pela ZCIT, os ventos alísios de NE e SE, os Fenômenos *El Niño* e *La Niña*, a temperatura do Atlântico tropical, VCANS, entre outros, (FUNCEME, 2012).

Figura 74 - Mapa de Pluviosidade e cicatrizes de escorregamentos.



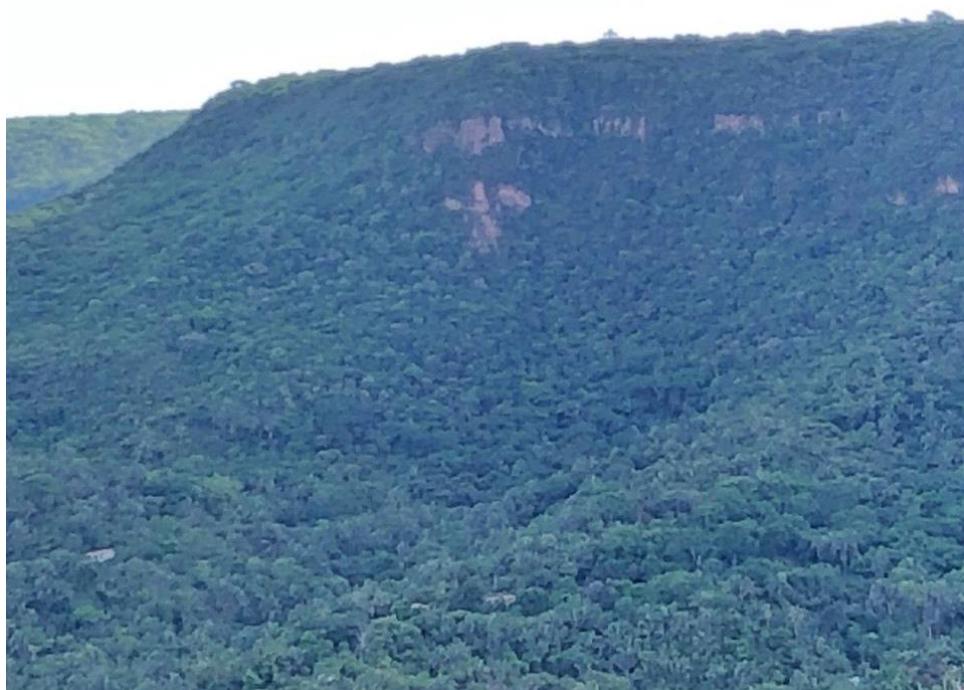
Fonte: Elaborado pelo autor com base nos dados da Funceme (2022).

Figura 75 - Índices de Frequência de Distribuição (FD) e Concentração de Cicatrizes (CC) em relação à pluviosidade.



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Figura 76 – Exemplo de cicatriz de escorregamento no setor sudeste da Chapada do Araripe. O setor sudeste concentra os maiores índices de chuva conforme o mapa de pluviosidade.



Fonte: Autor (2021).

5.2 Mapas de suscetibilidade - Modelo SHALSTAB

5.2.1 Cenário A1 e validações

No primeiro mapa de suscetibilidade (cenário A1) (Figura 77), os setores que apresentaram maior instabilidade concentraram-se, principalmente, na área de escarpa da Chapada, de maior declividade, assim como, com maiores concentrações de fluxos (*hollows*). Trata-se de encostas, predominantemente, côncavo-convexas, sob domínio litoestratigráfico da Formação Santana em contato direto com a Formação Exu e solos do tipo neossolos litólicos.

Por sua vez, as áreas de maior estabilidade ocorreram, principalmente, nos setores de topo plano a inclinações suavemente onduladas, com concentrações de fluxos mais discretas, recobertas por latossolos, argissolo e neossolos flúvicos e, geologicamente ligada à Formação Missão Velha e às porções graníticas (Figura 77).

Em relação ao índice FD, foram obtidas as seguintes porcentagens para este cenário (Figura 76): incondicionalmente instável e saturado (2,1%); incondicionalmente instável e não saturado $\log Q/T < -3,1$ (3,1%); instável e saturado $\log Q/T -3,1$ à $-2,8$ (2,5%); instável e não saturado $\log Q/T -2,8$ à $-2,5$ (3,6%); estável e não saturado $\log Q/T -2,5$ à $-2,2$ (3,3%); incondicionalmente estável e não saturado $\log Q/T > -2,2$ (1,8%) e incondicionalmente estável (83,6%).

Quando sobreposto ao inventário de cicatrizes, houve maior concentração de escorregamentos nas classes de maior instabilidade do modelo (incondicionalmente instável a $\log Q/T$ menor que $-3,1$) com valores de CC superiores a 73%, ainda que, essas mesmas classes apresentaram uma FD de apenas 5,2% da área total, indicando sucesso na previsão realizada (Figura 78). Dietrich *et al.* (2001) já afirmavam que a eficácia de um modelo decorre quando o inventário de cicatrizes (isto é, seu método de validação) coincide com as áreas mais instáveis.

As áreas de maior estabilidade do SHALSTAB ($\log Q/T$ maior que $-2,2$ a incondicionalmente estável), que representam 85,4% da área total (FD) apresentaram uma CC de apenas 13,7% (Figura 78). As áreas interpretadas como média suscetibilidade ($\log Q/T -3,1$ a $-2,2$) representaram 9,4% da área total (FD) com CC de 13,1% (Figura 76).

Montgomery e Dietrich (1994), em estudos realizados em *Berkeley* (EUA), reportaram, por exemplo, que cerca de 80% das cicatrizes de escorregamentos concentraram-se nas classes incondicionalmente instável e saturado até a classe instável e não saturada, que compreende o limites de $\log (Q/T) < -2,5$. Esse resultado corrobora com o apresentado nesta pesquisa.

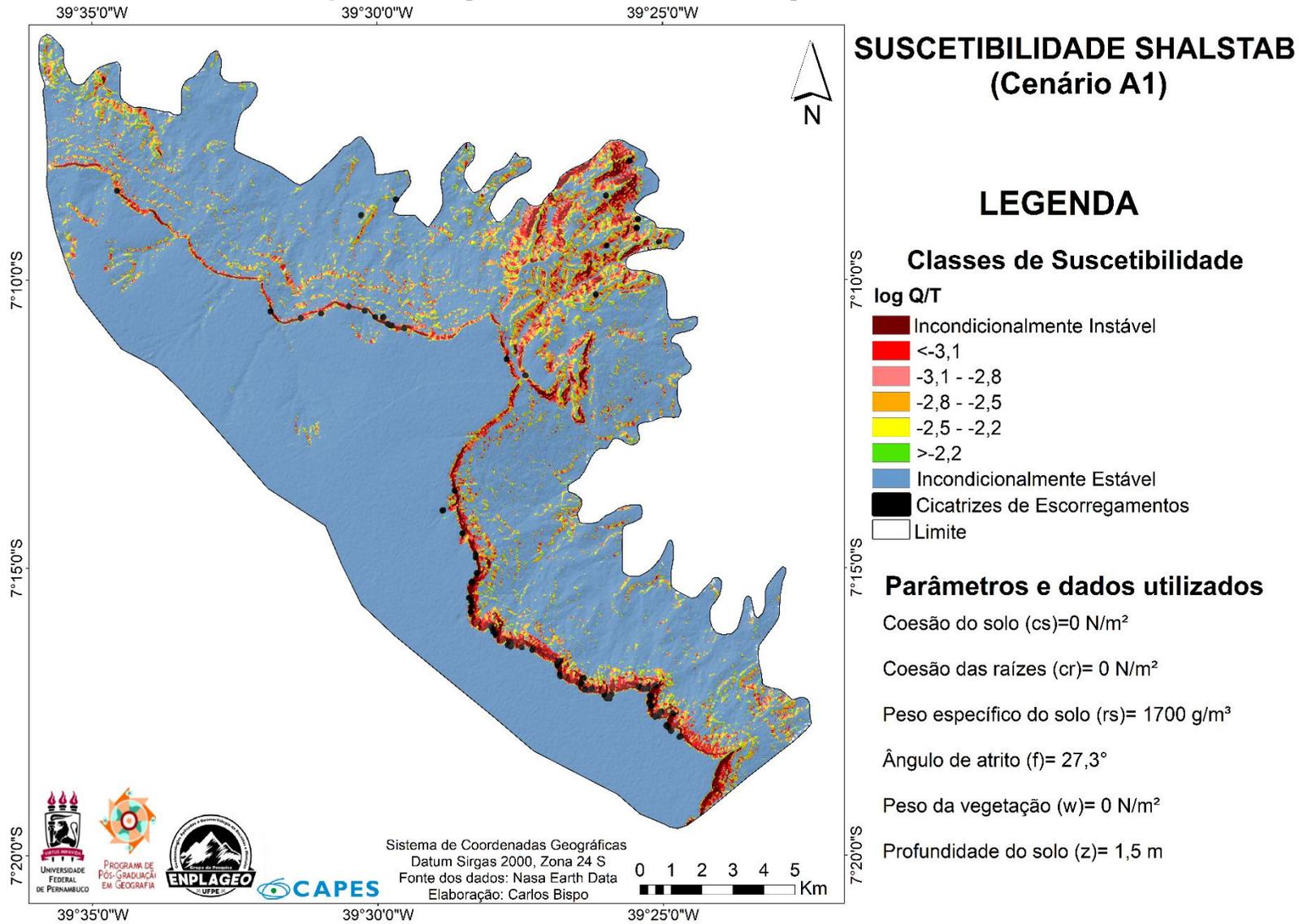
Muitos autores (ex.: MONTGOMERY; DIETRICH, 1994; MONTGOMERY; SULLIVAN; GREENBERG, 1988; FERNADES *et al.*, 2001; GUIMARÃES *et al.*, 2003;

LISTO, VIEIRA 2012; SILVA; LISTO, 2019; MICHEL *et al.*, 2021, entre outros) ao analisarem os resultados do SHALSTAB, atestaram haver maior concentração de áreas instáveis em zonas de altas declividades e de fluxo concentrado, corroborando com os resultados expressos pelo cenário A1. Assim, esta correlação é esperada, pois conforme as formulações do modelo as zonas de alta declividade e com concentração de fluxos são bastante sensíveis.

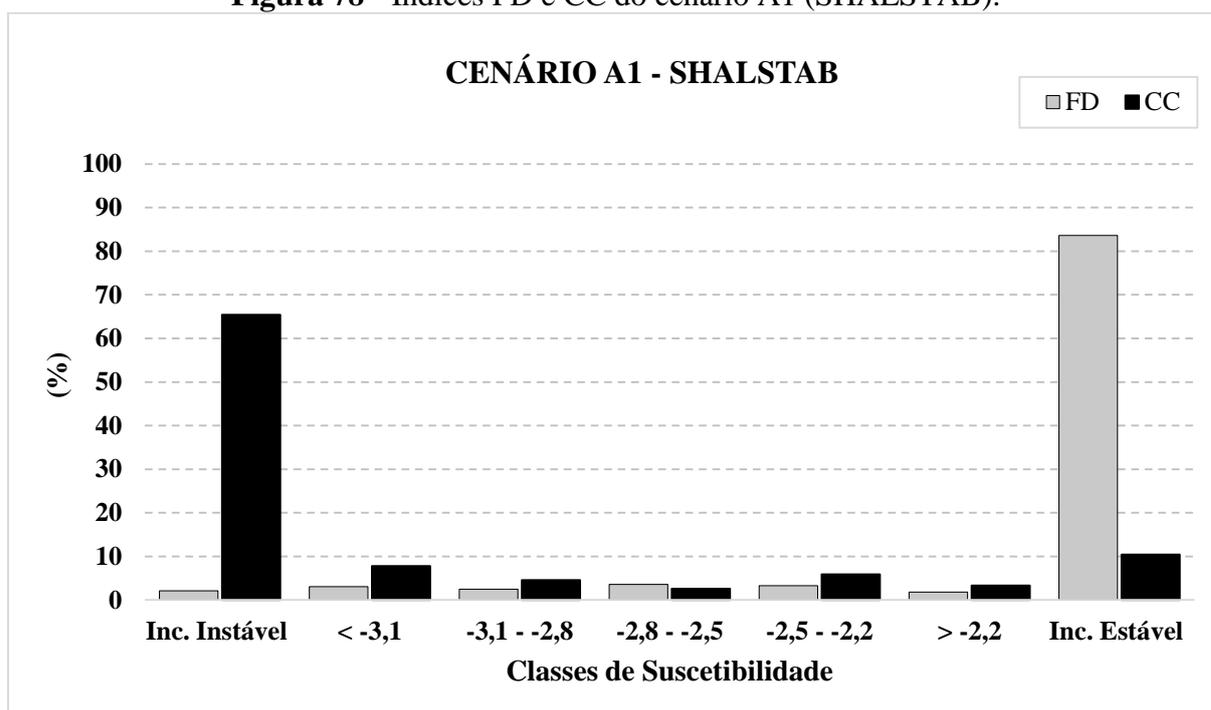
Para a Chapada do Araripe, constatou-se que o grau de suscetibilidade a escorregamentos rasos nos trechos mais íngremes é acentuado pelas características hidrogeológicas do arenito Exu. De acordo com Mendonça *et al.* (2004) e Guerra (2019), os litotipos dessa unidade e os solos derivados apresentam alta condutividade hidráulica, promovendo uma rápida infiltração e percolação das águas pluviais, que após chegarem à porção basal da Formação Exu, encontram os estratos impermeáveis da Formação Santana. Desta forma, os locais de ressurgência originam inúmeras fontes, concentrando fluxos no contato litológico exposto entre tais formações, permanecendo constantemente saturado.

Nesse contexto, entende-se que o estado constante de saturação das zonas de maior declividade potencializa a sua capacidade de ruptura frente a eventos de maior precipitação, comuns na região nos meses de verão, aumentando consideravelmente a suscetibilidade da área. Tal constatação corrobora com as áreas instáveis prevista pelo cenário A1, assim como, o alto índice de CC, predominantemente, na zona da escarpa.

Figura 77 - Mapa de suscetibilidade simulado pelo modelo SHALSTAB no cenário A1.



Fonte: Autor (2022).

Figura 78 - Índices FD e CC do cenário A1 (SHALSTAB).

Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

5.2.2 Cenário A2 e validações

No cenário A2 (Figura 79), foi testada a inclusão de duas variáveis (coesão de raízes e peso da vegetação) na equação original do SHALSTAB, seguindo a proposta de Michel (2013). Nesse segundo cenário, houve uma diminuição significativa dos setores de maior instabilidade, porém ainda concentrados em sua maior parte na área de escarpa da Chapada com características similares aos observados no cenário A1. As áreas que apresentaram maior estabilidade encontram-se bem distribuídas por todo limite, ocupando inclusive áreas anteriormente previstas como instáveis pelo cenário A1.

Nesse sentido, em relação ao índice FD foram obtidas as seguintes porcentagens (Figura 80): incondicionalmente instável e saturado (0,2%); incondicionalmente instável e não saturado $\log Q/T < -3,1$ (0,3%); instável e saturado $\log Q/T -3,1$ à $-2,8$ (0,3%); instável e não saturado $\log Q/T -2,8$ à $-2,5$ (0,5%); estável e não saturado $\log Q/T -2,5$ à $-2,2$ (0,6%); incondicionalmente estável e não saturado $\log Q/T > -2,2$ (0,5%) e incondicionalmente estável (97,6%).

Quando comparados os índices FD das classes de suscetibilidade entre os cenários A1 e A2, observou-se que a inserção das variáveis: coesão das raízes e peso da vegetação, na formulação original do SHALSTAB, aumentou de forma significativa a estabilidade das encostas, pois provocou um aumento percentual de 14% na classe mais estável do cenário A2. Assim, 97,6% da área total foi classificada como incondicionalmente estável (Figura 81).

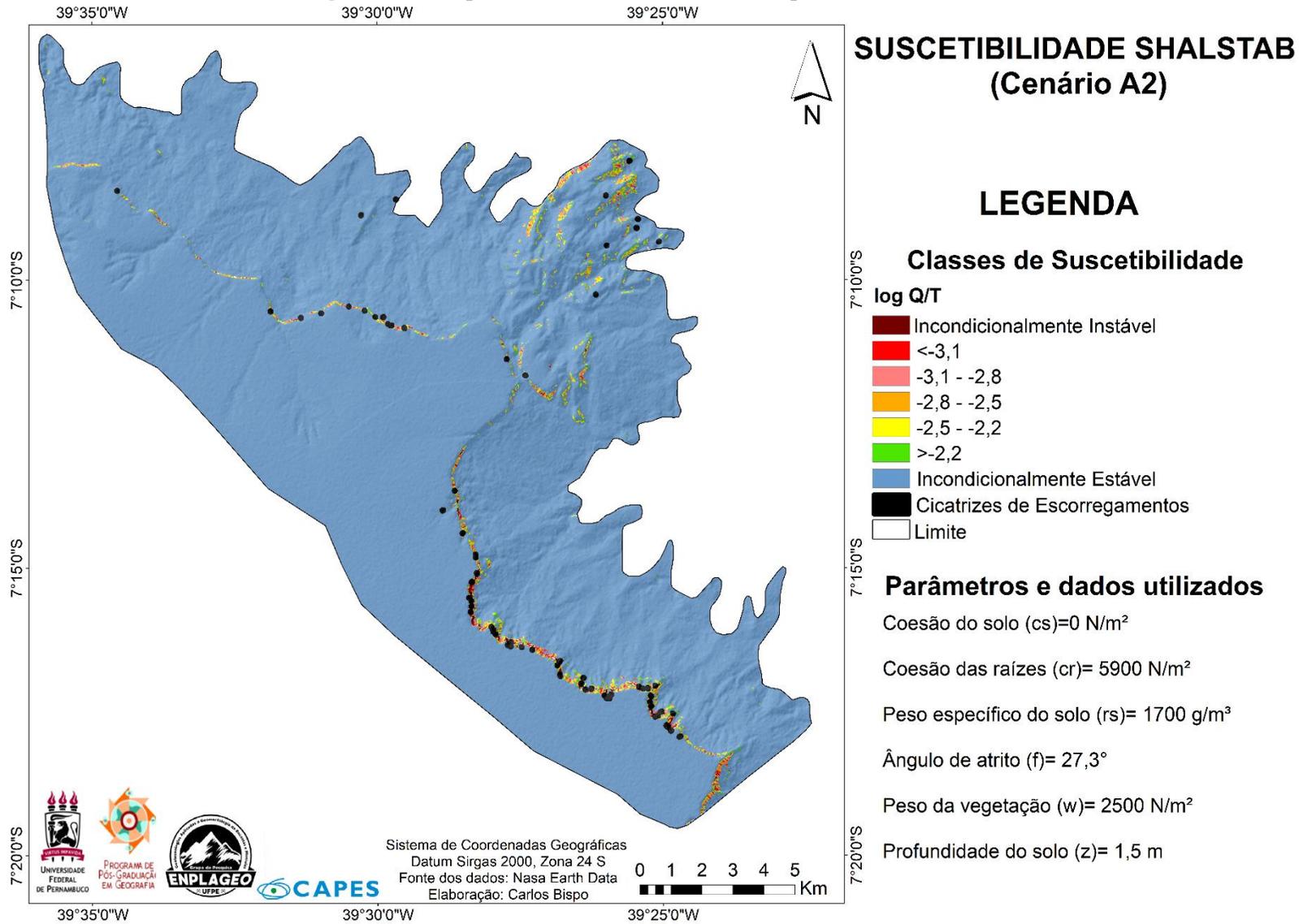
A avaliação do índice CC no cenário A2 demonstrou que as classes de maior instabilidade (incondicionalmente instável a $\log Q/T$ menor que -3,1) ocuparam apenas 0,4% da área total, com um índice CC considerado baixo (36%). As áreas definidas como de média suscetibilidade ($\log Q/T$ -3,1 a -2,2) representaram 1,4% da área com índice CC total de 24,4%. Já as áreas de maior estabilidade ($\log Q/T$ maior que -2,2 a incondicionalmente estável) foram superestimadas pelo modelo e representaram 98,2% do limite com um índice CC de 39,6%, também considerado elevado para esta faixa (Figura 82). Dessa forma, o cenário A2 apresentou o maior índice de CC para as classes estáveis, situação inversa em relação ao cenário A1 (Figura 82).

Em relação aos parâmetros inseridos no modelo (para o cenário A2), ressalta-se que a coesão das raízes e o peso da vegetação elevaram a estabilidade das encostas da Chapada do Araripe. Tal constatação (influência significativa da coesão das raízes para o aumento da resistência ao cisalhamento do solo) teve como pioneiros os trabalhos de Bishop e Stevens (1974), Wu; Mckinnell; Swanton (1979) e Selby (1993). Estudos realizados pelo último autor demonstraram que o efeito geral das árvores em encostas com solos rasos pode aumentar a resistência ao cisalhamento do solo em até 60% ou mais.

Ainda nesse contexto, Tabalipa e Fiori (2008) avaliaram a influência da vegetação, por meio da variação do Fator de Segurança, na bacia do rio ligeiro (PR) e constataram que as forças derivadas da presença da vegetação aumentaram a resistência aos escorregamentos. A presença de vegetação, aliada à coesão do solo, contribuiu significativamente para a estabilidade das encostas, com inexistência de regiões instáveis em áreas vegetadas neste trabalho.

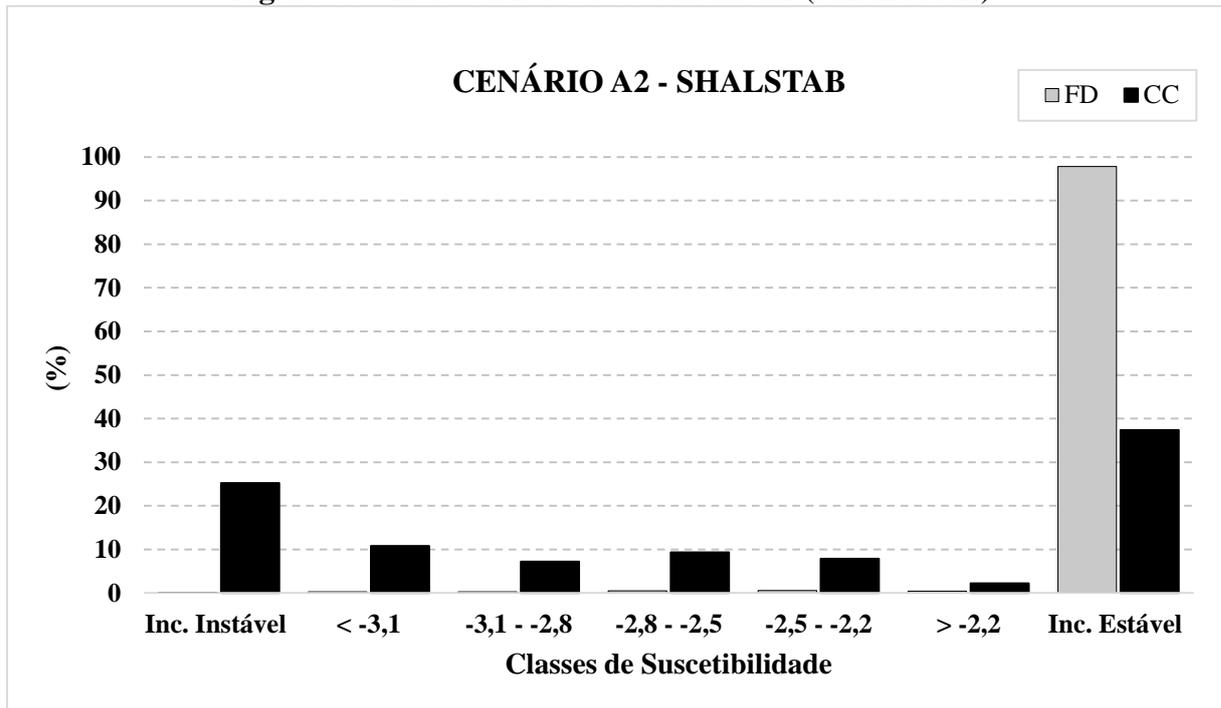
A influência da vegetação na estabilidade também foi avaliada por Michel *et al.* (2012, 2021) que aplicaram o SHALSTAB modificado no Estado de Santa Catarina. Esses autores verificaram que o aumento da coesão das raízes eleva a estabilidade das encostas, bem como, constataram que, quanto menor a profundidade do solo, maior o efeito da coesão das raízes no sentido de elevar o Fator de Segurança (FS). Em outro estudo, Michel *et al.* (2013) afirmam que a presença de vegetação sempre acarretará no aumento do FS, devido a coesão adicionada pelas raízes. Esses estudos corroboram com os resultados observados para o cenário A2.

Figura 79 - Mapa de suscetibilidade simulado pelo modelo SHALSTAB no cenário A2.



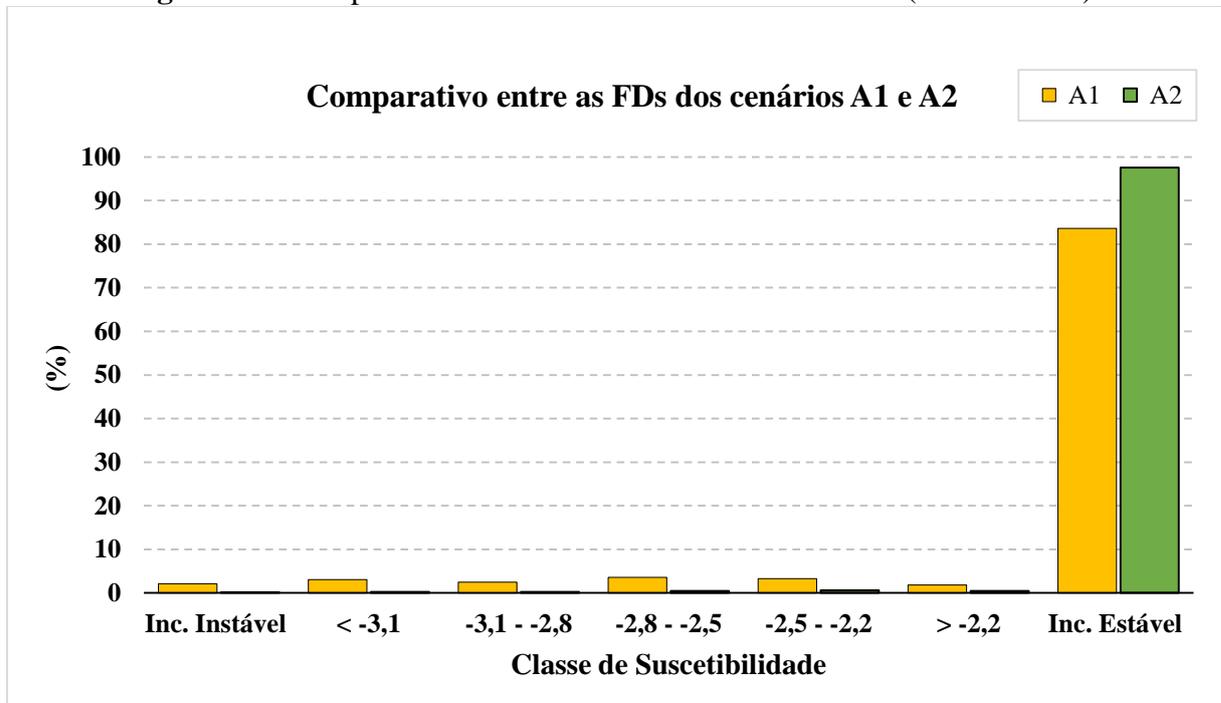
Fonte: Autor (2022).

Figura 80 - Índices FD e CC do cenário A2 (SHALSTAB).



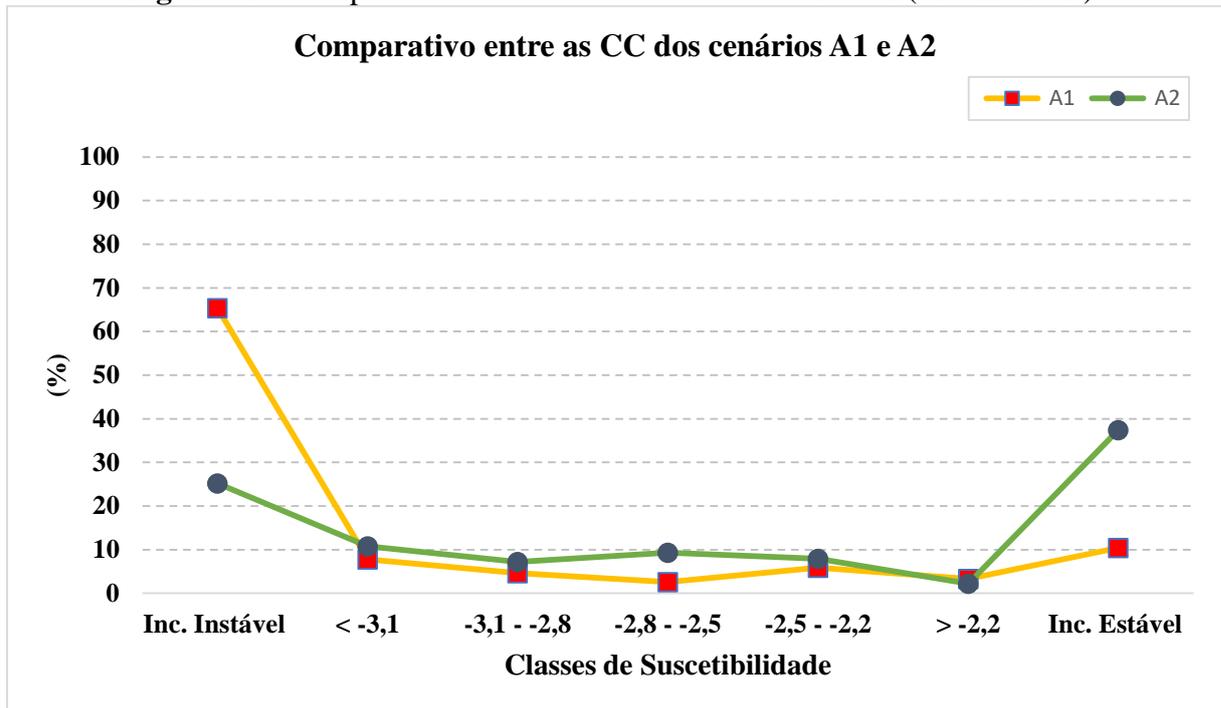
Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Figura 81 - Comparativo entre as FD dos cenários A1 e A2 (SHALSTAB).



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Figura 82 - Comparativo entre as CC dos cenários A1 e A2 (SHALSTAB).



5.3 Mapas de suscetibilidade - Modelo AHP

5.3.1 Cenário B1 e validações

O primeiro mapa de suscetibilidade do modelo AHP, denominado cenário B1 (Figura 83), apresentou comportamento bastante similar ao cenário A1 do SHALSTAB. Os principais gatilhos para os escorregamentos, neste cenário, foram o ângulo da encosta e solos, assim as áreas mais instáveis, localizaram-se, predominantemente, nas encostas mais declivosas, principalmente na região da escarpa, recoberta por neossolos litólicos.

Houve aumento da instabilidade nas encostas, predominantemente, côncavas – convexas, contribuindo para maiores concentrações de fluxos, diante de áreas que recebem maior aporte pluviométrico. Em termos geológicos, o contato litoestratigráfico entre a Formação Santana e a Formação Exu aumentaram a instabilidade.

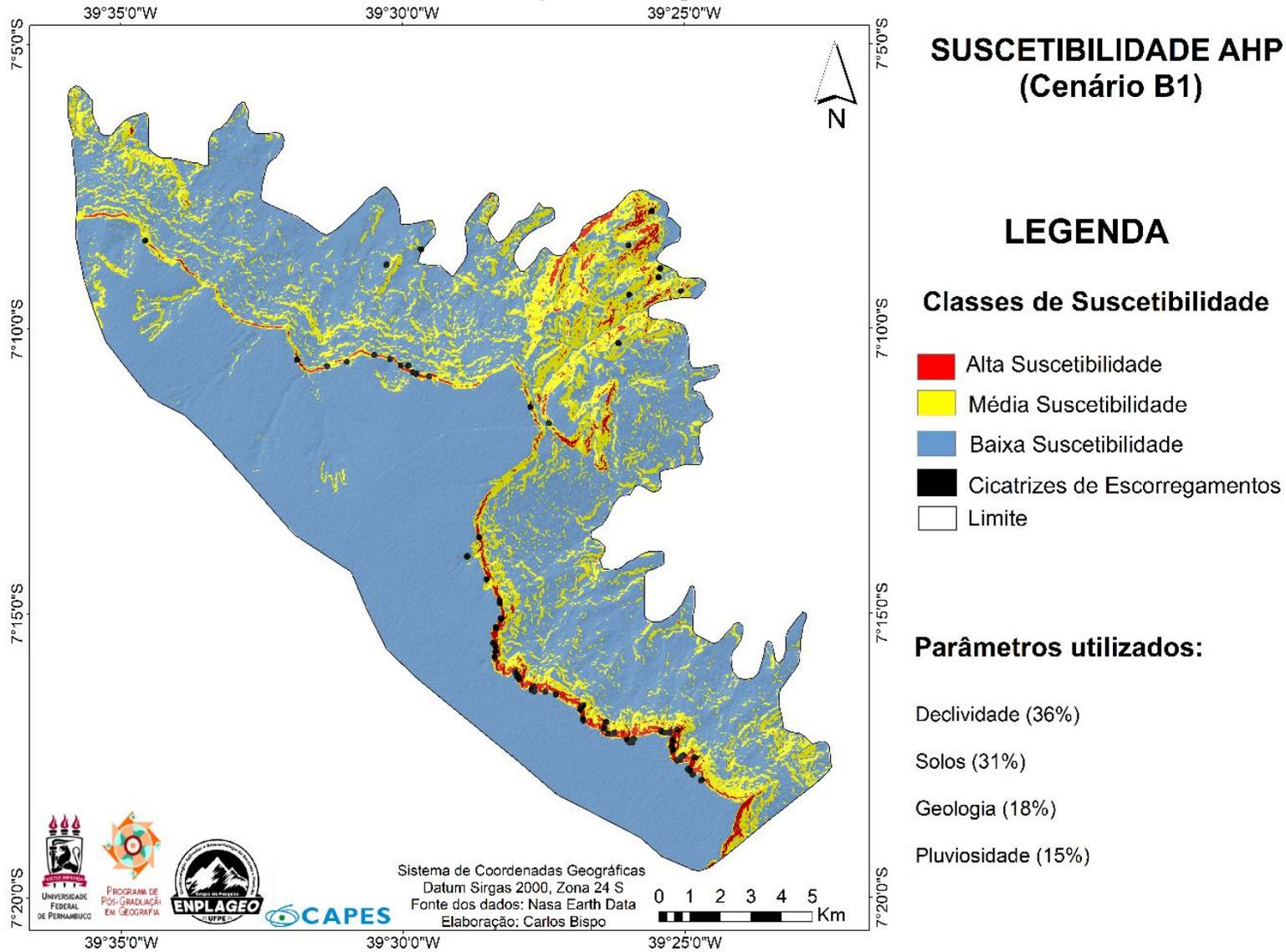
Em relação ao índice FD foram obtidas as seguintes porcentagens para as três classes de suscetibilidade deste cenário (Figura 84): suscetibilidade baixa (80%); suscetibilidade média (17,7%) e suscetibilidade alta (2,3%).

Na correlação ao inventário de cicatrizes, verificou-se que a classe de maior instabilidade, mesmo representando apenas 2,3% da área total, apresentou um índice CC de 66% (Figura 84). As áreas definidas como de média suscetibilidade apresentaram CC de 24,2%. Já a classe de menor suscetibilidade, apesar de apresentar uma FD igual a 80%, concentrou apenas 9,8% das cicatrizes de escorregamentos em relação à CC (Figura 82).

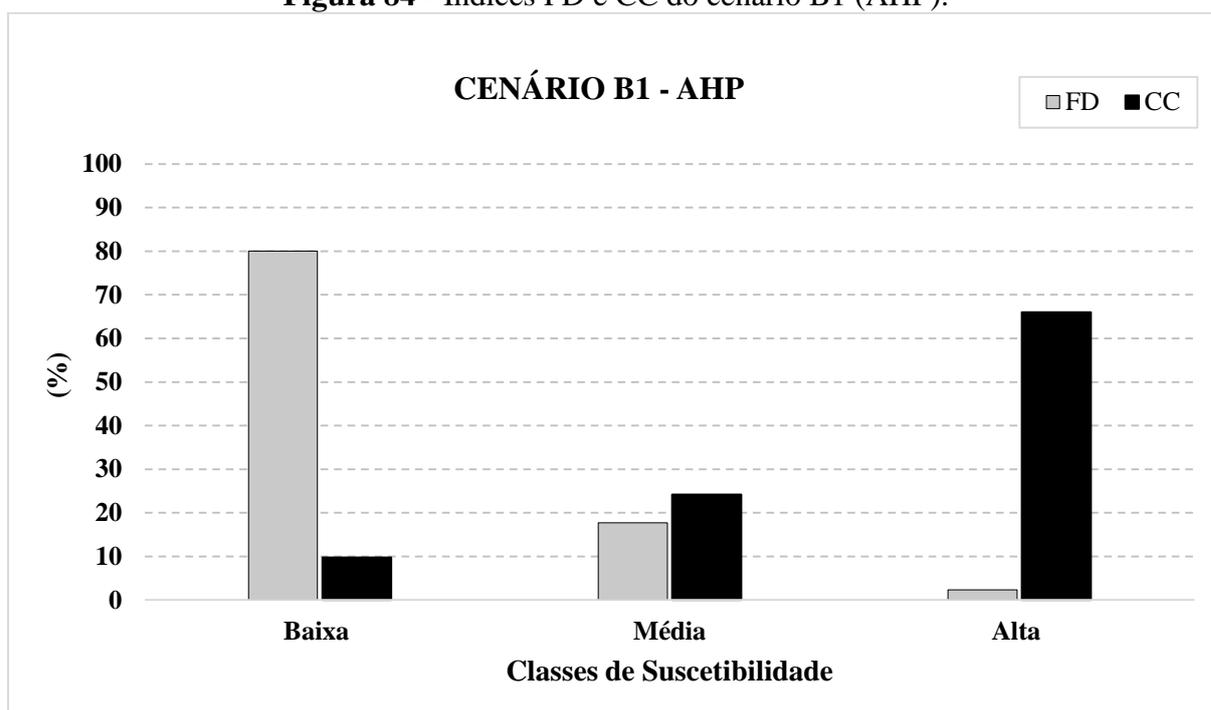
Elevado índice CC para uma pequena área total de alta suscetibilidade também foi observado por Franco *et al.* (2021) em um mapeamento de áreas de risco a escorregamentos no município de Aracaju-SE. No estudo, os autores verificaram que apenas aproximadamente 3% do terreno estava em condição de maior instabilidade, porém, 76,9% dos escorregamentos se concentraram nessa mesma área.

Taxa de acurácia similar às pesquisas citadas foi encontrada por Ayalew *et al.* (2005) que aplicaram o modelo AHP no estudo da suscetibilidade da Ilha de Sado, leste do Japão. Para isso, adotaram critérios condicionates compostos por ângulo da encosta, hipsometria e litologia. O mapeamento quando validado exportou um índice de acerto equivalente a 70%.

Figura 83 - Mapa de Suscetibilidade (cenário B1).



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Figura 84 - Índices FD e CC do cenário B1 (AHP).

Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

5.3.2 Cenário B2 e validações

O cenário B2 (Figura 85) utilizou os mesmos parâmetros do cenário B1, porém buscou entender como a diminuição da relevância do ângulo das encostas e dos solos influenciaria na estabilidade da área. Assim, teve como principais gatilhos, os condicionantes de geologia e pluviosidade.

Nesse segundo cenário, houve uma diminuição significativa dos setores que apresentaram baixa suscetibilidade em detrimento do aumento das áreas de média suscetibilidade e, em menor proporção, de alta suscetibilidade. A alteração da influência dos fatores condicionantes deste cenário fez com que áreas, antes consideradas estáveis, passassem a apresentar agora suscetibilidade média, tal como observado nos setores de topo plano da Chapada do Araripe e em setores com inclinações suavemente onduladas (Figura 85).

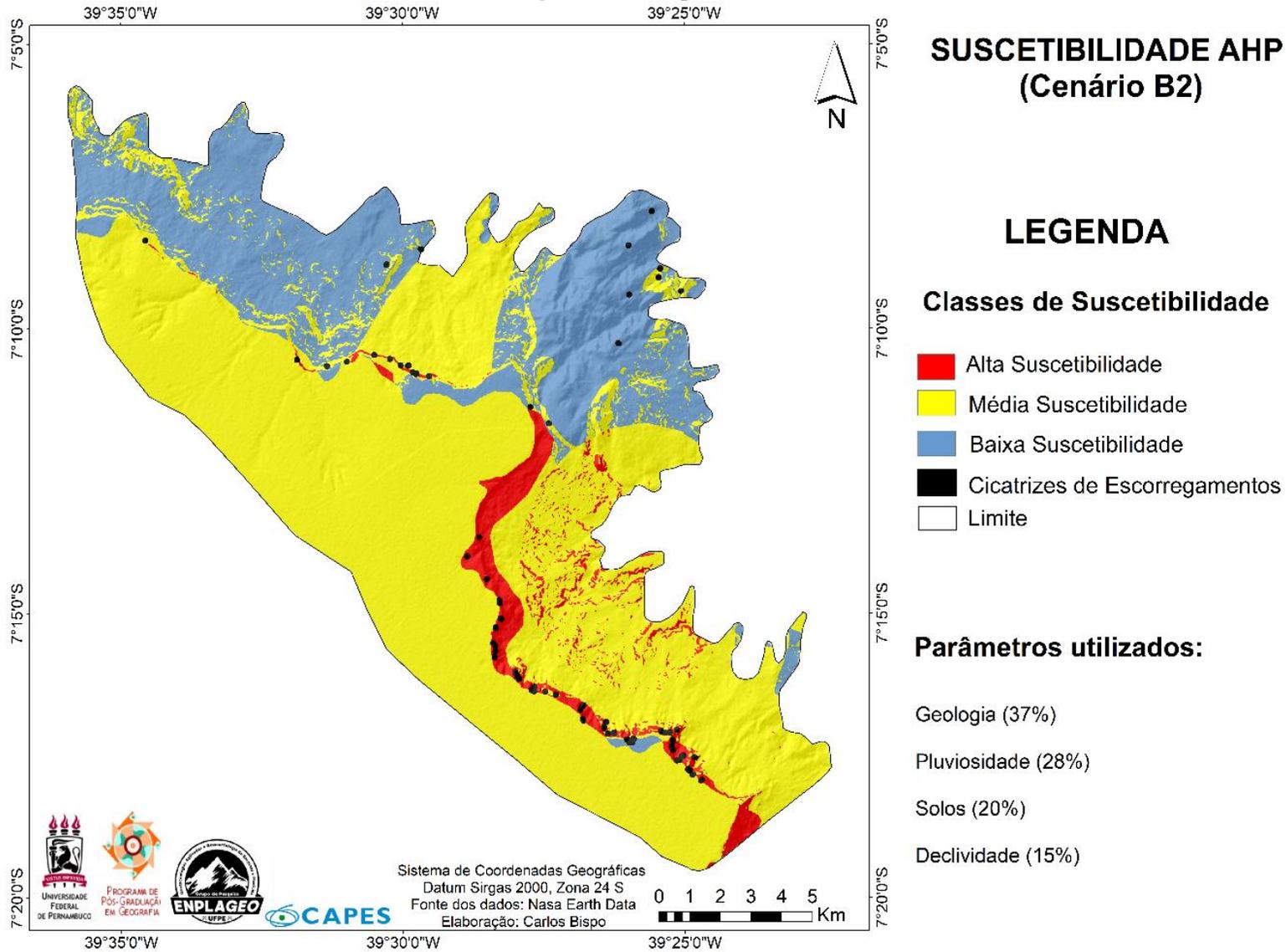
Houve, assim, maior FD para a classe de suscetibilidade média (68,8%), seguido pelas classes de suscetibilidade baixa (26,8%) e alta (4,4%) (Figura 86). Em relação à CC, notou-se uma maior concentração de escorregamentos na classe de suscetibilidade média (CC igual a 48,4%), seguida da classe de suscetibilidade alta (CC igual a 45%) e, por último, a classe de suscetibilidade baixa (CC igual a 6,6%) (Figura 86).

Na comparação entre os cenários gerados pelo modelo AHP, as alterações da influência dos parâmetros condicionantes provocaram mudanças significativas na previsão da

suscetibilidade dos cenários B1 e B2 (Figura 79 e Figura 83). Em relação ao índice FD no cenário B2, notou-se um aumento significativo das áreas de média suscetibilidade (Figura 87). Já no tocante ao índice CC, notou-se que as áreas de média suscetibilidade foram as que apresentaram maior concentração de escorregamentos, situação inversa ao do cenário A1, que apresentou maior CC nas classes de alta suscetibilidade (Figura 88).

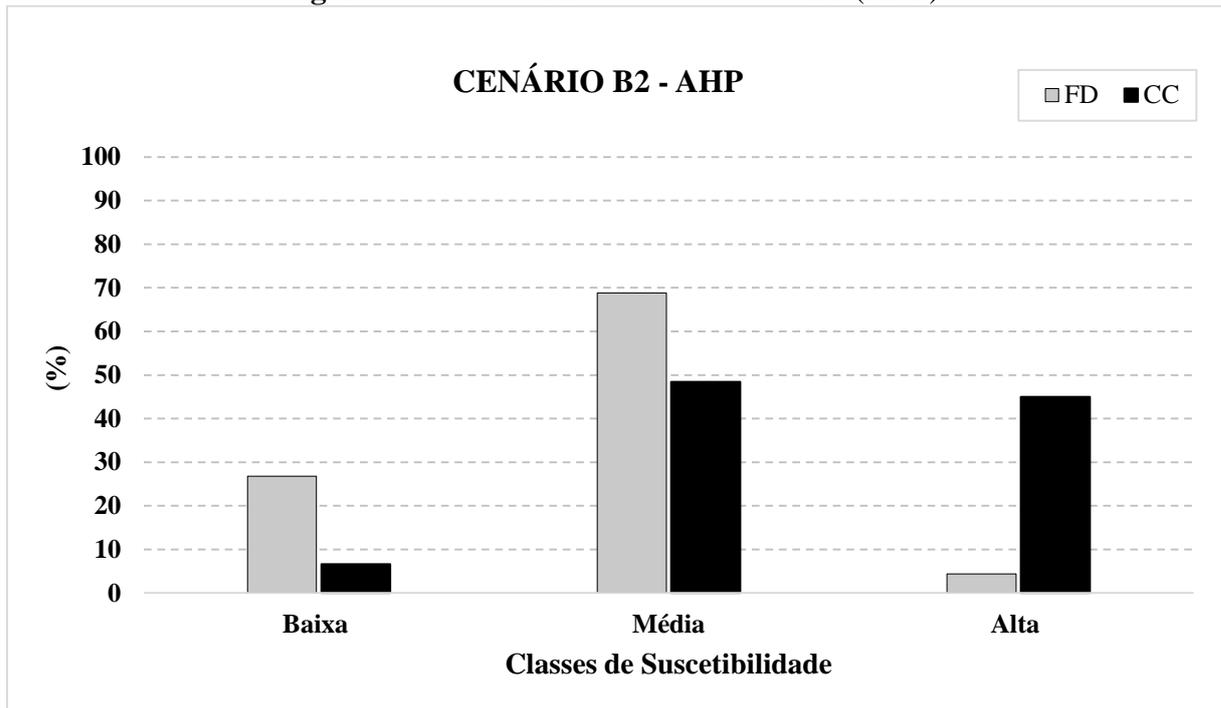
Diante dos resultados apresentados no cenário B2, avalia-se que houve uma majoração da suscetibilidade média, apresentando quase 70% da área estudada nesta classe. Tal situação é posta em desacordo com pesquisas realizadas por Garcia *et al.* (2007), os quais demonstram que os melhores mapeamentos geralmente minimizam as áreas instáveis, demonstrando maior acurácia e objetividade.

Figura 85 - Mapa de Suscetibilidade (cenário B2).



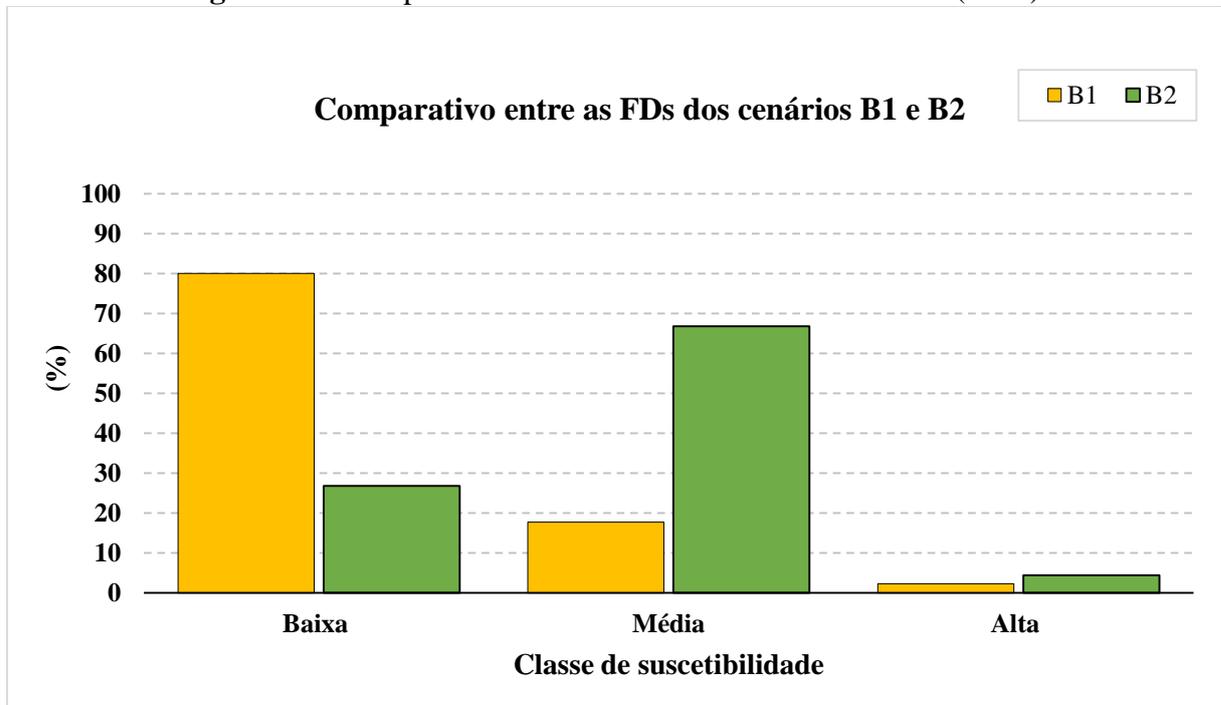
Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Figura 86 - Índices FD e CC do cenário B2 (AHP).

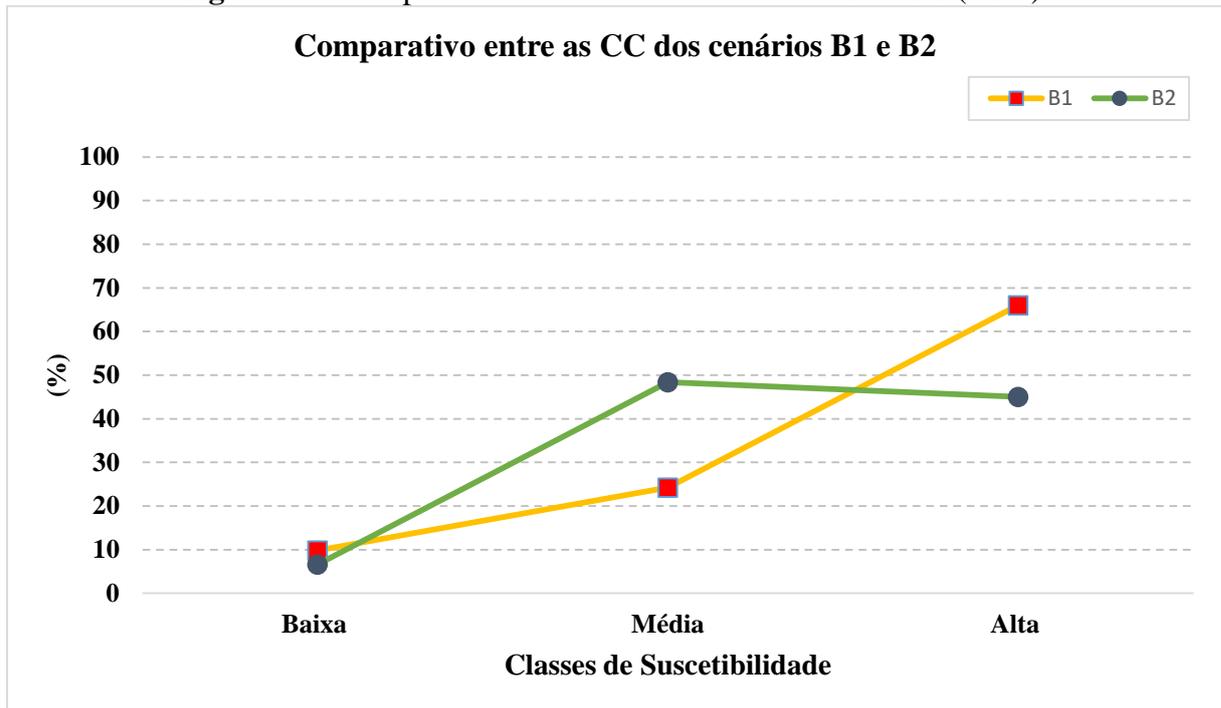


Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Figura 87 - Comparativo entre as FD dos cenários B1 e B2 (AHP).



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

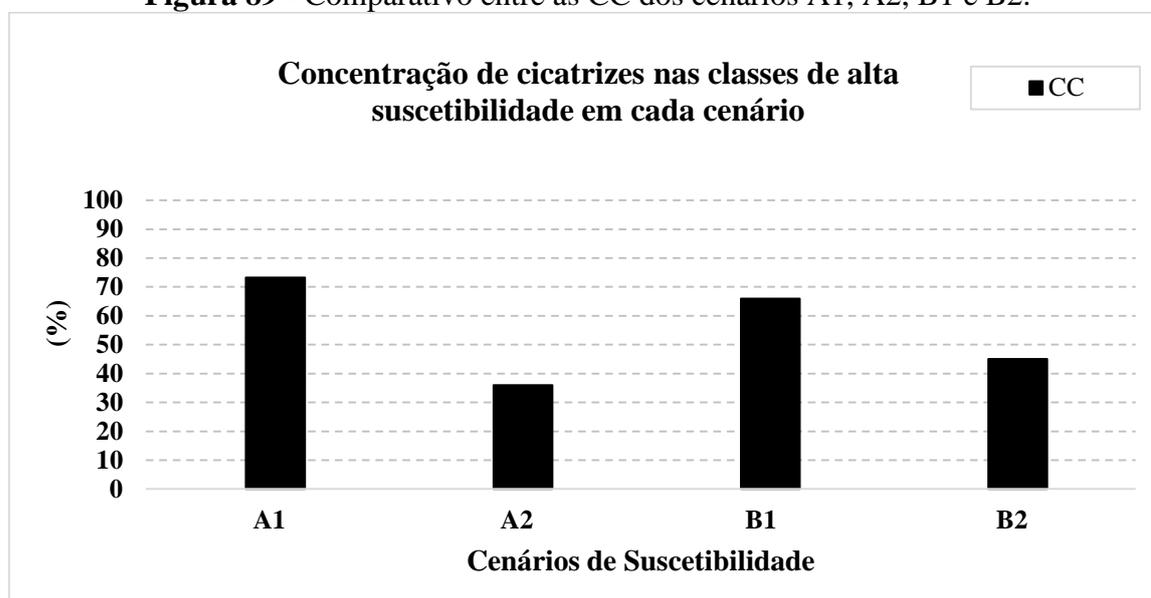
Figura 88 - Comparativo entre as CC dos cenários B1 e B2 (AHP).

Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

5.4 Melhor cenário de suscetibilidade

O desempenho da melhor capacidade preditiva dos cenários foi avaliado diante do índice Concentração de Cicatrizes (CC) e das curvas ROC. Em relação ao índice CC, verificou-se que o cenário A1 (modelo SHALSTAB) apresentou melhor acurácia, apresentando 73,2% das cicatrizes de escorregamentos nas classes de maior instabilidade. O segundo melhor cenário foi o B1 (modelo AHP) apresentando 66% de CC na classe de maior suscetibilidade. Já os cenários A2 e B2 apresentaram baixa acurácia quanto à CC (36% e 45%) respectivamente (Figura 89).

Figura 89 - Comparativo entre as CC dos cenários A1, A2, B1 e B2.



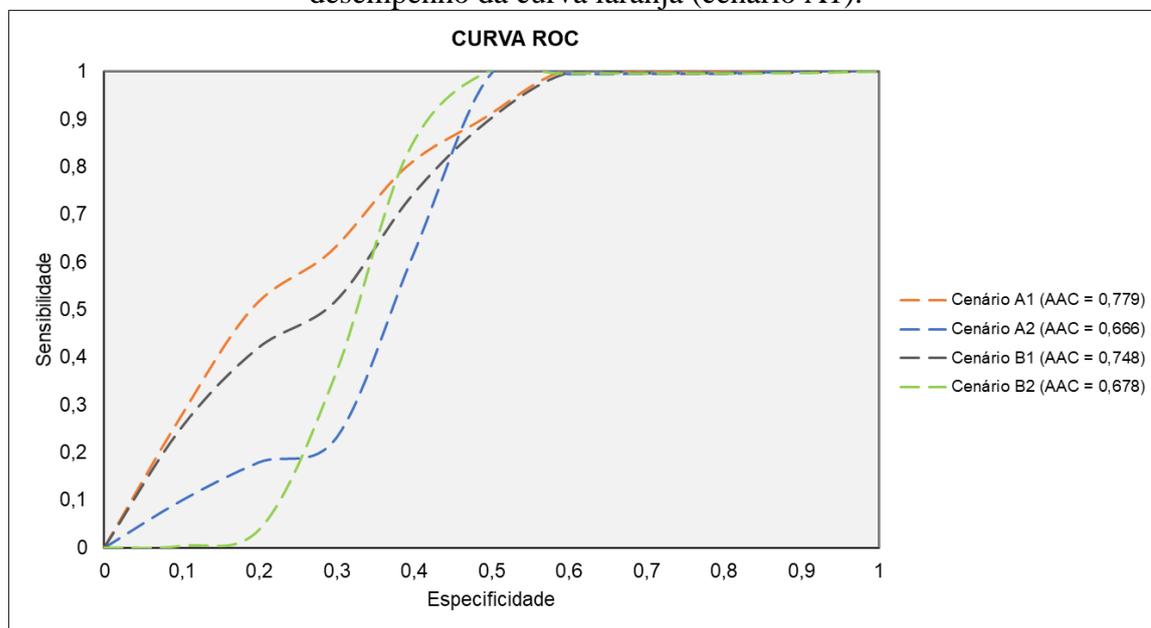
Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Em relação às curvas ROC, essa validação mostrou que o cenário A1 (modelo SHALSTAB) também apresentou o melhor desempenho, com valor de área abaixo da curva, considerado exitoso e com boa capacidade de predição ($AAC = 0,779$) (Figura 90). Em sequência, o cenário B1 (modelo AHP) apresentou valor de área abaixo da curva um pouco menor ($AAC = 0,748$), mas ainda dentro dos limites aceitáveis, conforme pesquisas de Beguería (2006). Porém os cenários A2 e B2 foram considerados insuficientes, com baixa acurácia ($AAC = 0,666$ e $0,678$) respectivamente (Figura 90).

Em síntese, a partir das validações realizadas, o cenário que apresentou maior capacidade preditiva foi o denominado A1 do modelo SHALSTAB (Figura 91a). Neste cenário, foram identificadas 73% das cicatrizes em 5,2 % de área instável (em relação à CC) e taxa ROC satisfatória ($AAC = 0,779$). Na Figura 91b e Figura 91c são indicadas algumas cicatrizes

previstas pelo modelo em classes de alta suscetibilidade, indicando o sucesso da previsão realizada.

Figura 90 - Curva ROC dos cenários de suscetibilidade (A1, A2, B1 e B2). Destaca-se o desempenho da curva laranja (cenário A1).

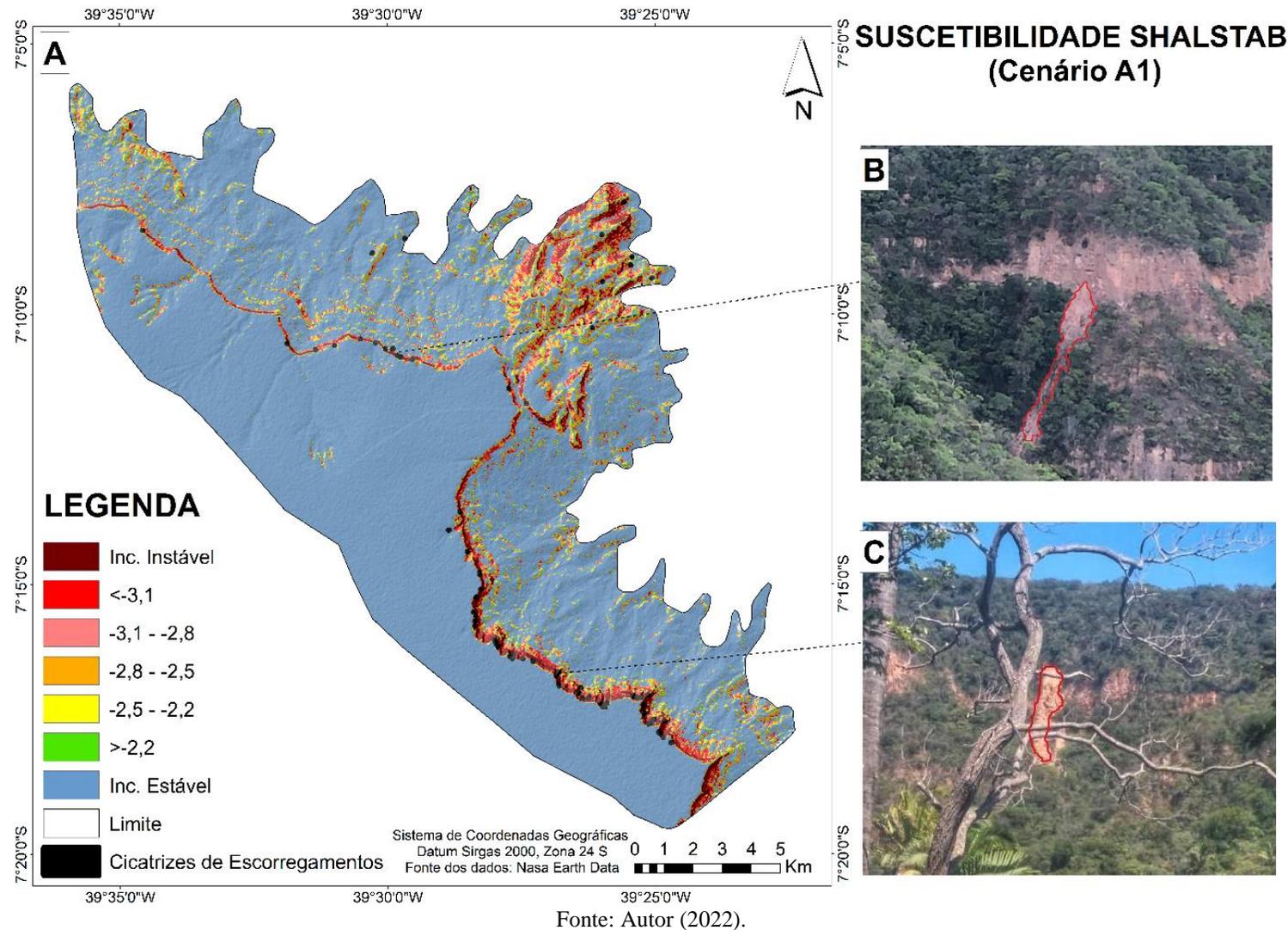


Fonte: Autor (2022).

Estes resultados corroboram com a pesquisa de Santos e Listo (2019), em um estudo realizado na Região Metropolitana de Recife - PE, no qual os autores aplicaram o modelo SHALSTAB para gerar seis cenários de suscetibilidade. Na análise da acurácia dos modelos, o cenário IV apresentou o melhor índice de acerto, de acordo com a curva ROC (AAC = 0,809). Segundo os autores nesse cenário, observou-se que as classes instáveis estão dispostas, principalmente, nas encostas dos tabuleiros da Formação Barreiras que apresenta propriedades físicas naturalmente favoráveis a ocorrência de escorregamentos.

A curva ROC também foi utilizada para validar os mapeamentos produzidos por Kumar *et al.* (2015), que estudaram a suscetibilidade a escorregamentos no setor oriental do Distrito de Nilgiri (Índia), com o uso do modelo AHP. Os autores obtiveram um valor de curva ROC satisfatório igualmente satisfatório (AAC = 0,833). No estudo observou-se que as áreas de maior instabilidade estavam concentradas em setores mais declivosos do relevo havendo significativa influência do uso da terra.

Figura 91 - (A) Melhor cenário de suscetibilidade a escorregamentos gerado pelo modelo SHALSTAB na área de estudo (cenário A1); (B e C) Exemplos de cicatrizes de escorregamentos translacionais previstas pelo modelo em classes de alta suscetibilidade, indicando o sucesso da previsão realizada.



5.5 Análise sedimentológica dos depósitos de encosta

5.5.1 Análise granulométrica

A partir dos parâmetros de Folk e Ward (1957) conseguiu-se identificar o diâmetro médio dos grãos (Tabela 19). Do total das amostras, duas pertencentes ao colúvio 1 foram classificadas como silte médio, e outras duas pertencentes ao colúvio 2, foram classificadas como areia muito fina. Dados granulométricos de Lima e Corrêa (2018) para a mesma região também mostraram certa heterogeneidade quanto ao tamanho e forma dos grãos analisados.

No que se refere ao grau de seleção das amostras (Tabela 19), os valores variaram discretamente entre 2,798 e 3,024, sendo assim, todas as amostras foram classificadas como muito pobremente selecionadas, demonstrando que houve mais de um processo deposicional nas áreas analisadas, inferidos pelos depósitos com distribuição granulométrica heterogênea (CAMARGO FILHO; BIGARELLA, 1998).

Quanto à assimetria (Tabela 19), os valores variaram entre 0,4039 (muito positiva) a -0,6774 (muito negativa). De acordo com Corrêa (2001), quando o sinal de assimetria se mostra positivo, indica-se que o material transportado teve fluxo unidirecional. Já quando o sinal de assimetria é negativo, evidencia-se um fluxo bidirecional. Do total de amostras, duas foram classificadas com assimetria muito negativa (P1C1; P1C2) e duas apresentaram assimetria muito positiva (P2C1; P2C2). Nesse contexto, os valores com assimetria muito negativa relacionam-se às fácies argilo-arenosas e/ou argilo-sílticas e os de assimetria muito positiva, às fácies areno-argilosas.

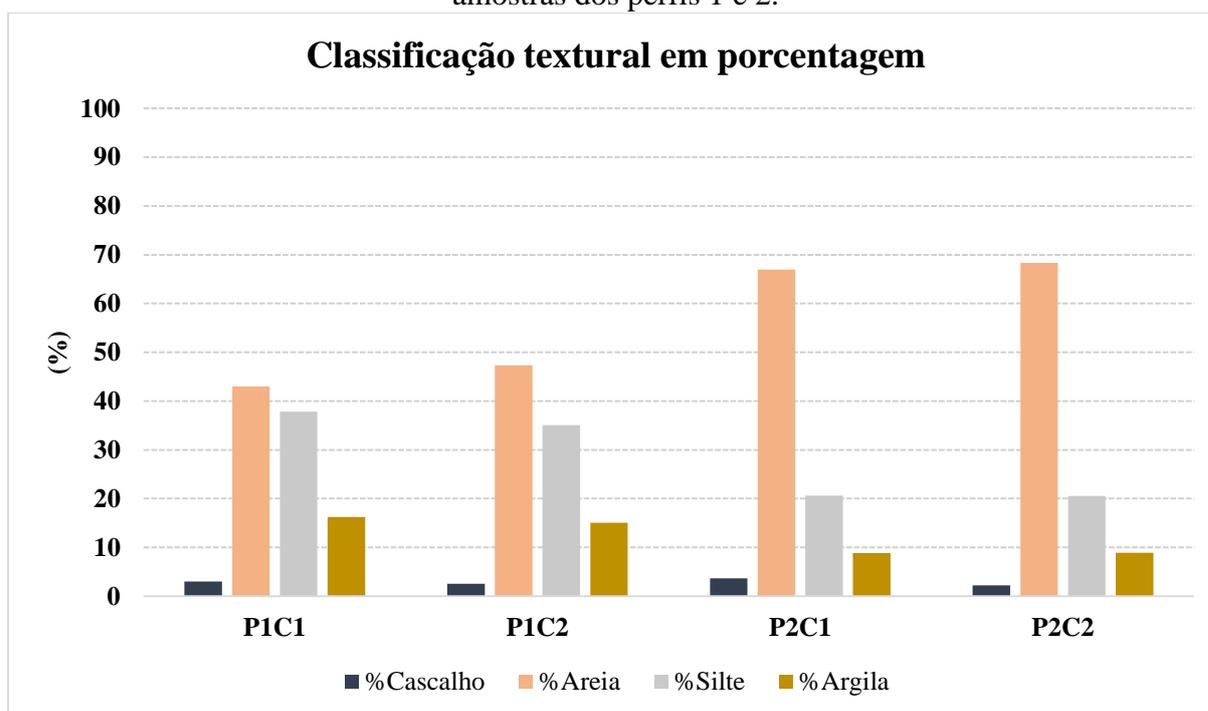
No tocante à curtose, que mostra o grau de achatamento dos grãos que foram transportados até o depósito dos sedimentos (Tabela 19), os valores sofreram pouca variação, ficando próximos à 0,6, caracterizando todas as amostras como muito platicúrtica. Conforme Emery (1978), tal situação pode indicar que ocorreu mistura de materiais distintos ao longo do transporte e da sedimentação.

A distribuição granulométrica dos grãos, conforme os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957), apontaram para o perfil 1 uma composição areno síltica, apresentando na composição das duas amostras do respectivo perfil em torno de 45% de areia e 35% de silte. Já para o perfil 2, observou-se teor de areia acima de 66% para as suas duas amostras, indicando predominância arenosa. Essa maior proporção de areia confere menor coesão aos solos analisados (Figura 92).

Tabela 19 - Classificação das amostras processadas conforme Folk e Ward (1957).

Amostra	Média	Classif.	Mediana	Seleção	Classif.	Assimet.	Classif.	Curtose	Classif.
P1C1	5,614	Silte médio	7,107	2,92	Muito pobremente selecionado	-0,6774	Muito negativa	0,6022	Muito platicúrtica
P1C2	5,569	Silte médio	7,004	2,798	Muito pobremente selecionado	-0,6409	Muito negativa	0,6458	Muito platicúrtica
P2C1	3,713	Areia muito fina	2,623	3,024	Muito pobremente selecionado	0,4039	Muito positiva	0,6415	Muito platicúrtica
P2C2	3,732	Areia muito fina	2,64	2,99	Muito pobremente selecionado	0,4177	Muito positiva	0,6302	Muito platicúrtica

Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Figura 92 - Classificação textural em porcentagem de Cascalho, Areia, Silte e Argila das amostras dos perfis 1 e 2.

Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

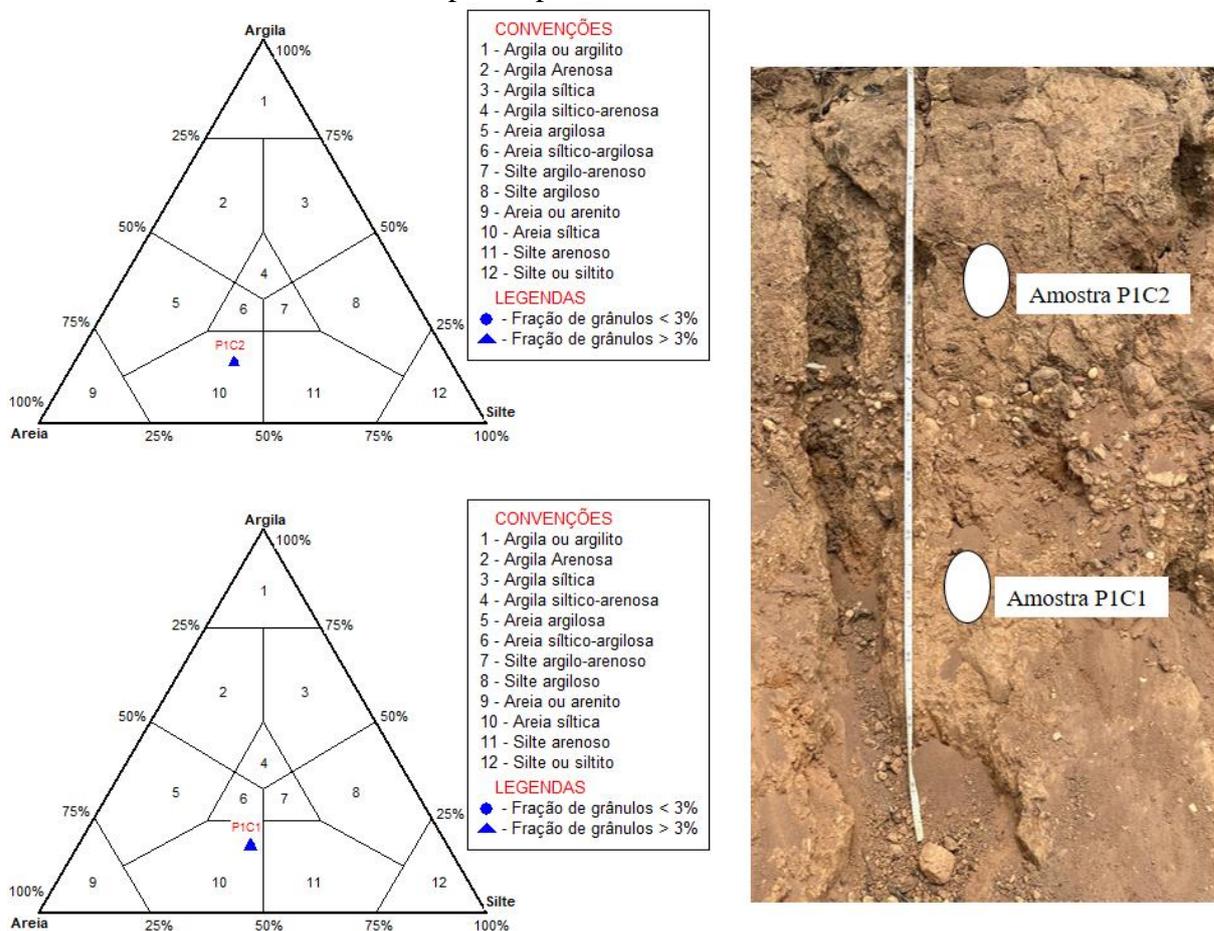
A partir dos valores obtidos dos parâmetros estatísticos (Folk e Ward, 1957) realizou-se a confecção e análise da distribuição granulométrica fundamentada em Shepard (1954) e de hidrodinâmica baseado em Pejrup (1988) para as quatro amostras dos dois perfis analisados.

Segundo a classificação da distribuição de fácies texturais de Shepard (1954), observou-se que a granulometria das duas amostras coletadas no perfil 1 se apresentaram com predominância de areia siltica com tendência de aproximação para o vértice que corresponde à

fração de areia siltico-argilosa. Quanto às frações de grânulos, as duas amostras tenderam para fração de grânulo superior à 3% (Figura 93).

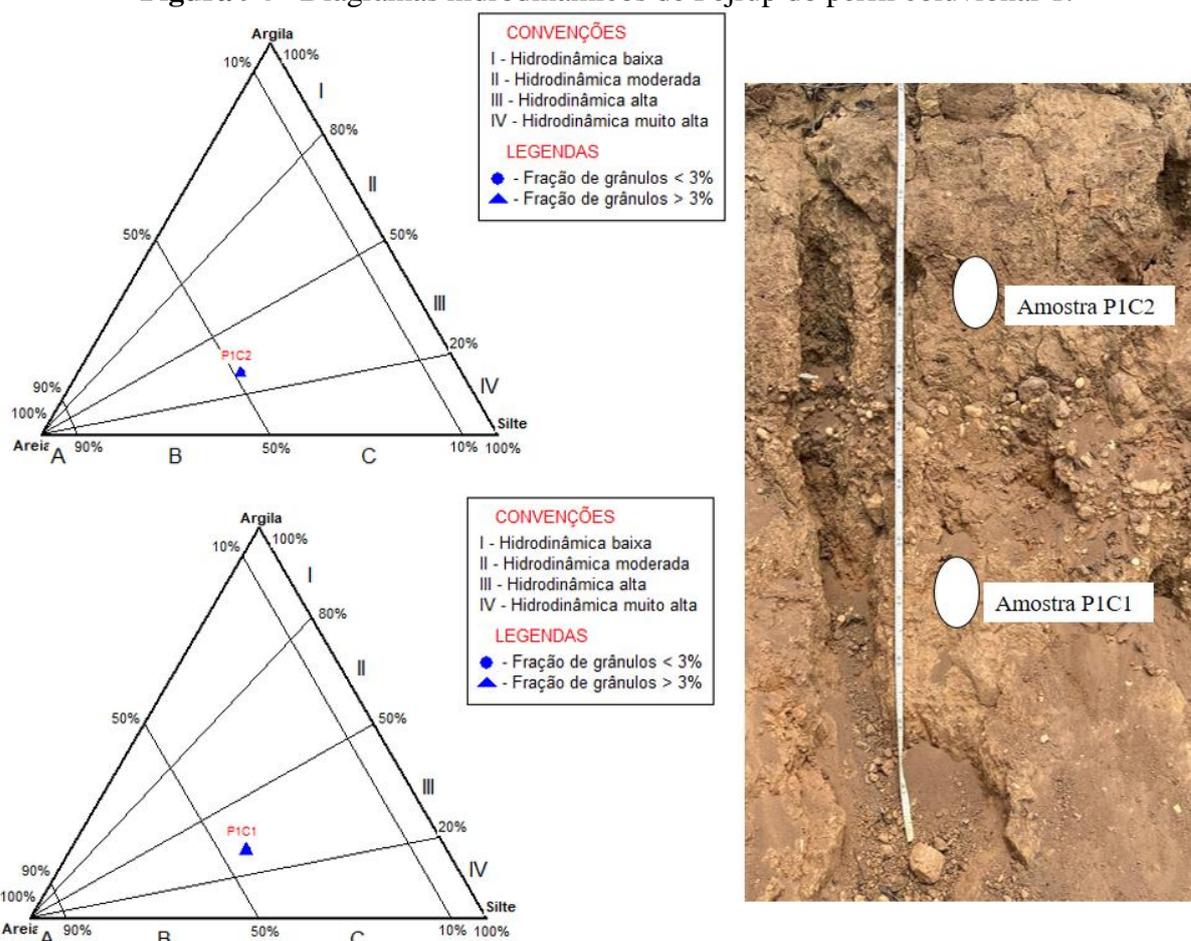
Os sedimentos das amostras do perfil 1, quando analisados quanto a sua hidrodinâmica em conformidade com Pejrup (1988), revelaram eventos deposicionais e transporte de sedimentos de áreas mais elevadas do relevo em direção ao sopé da Chapada do Araripe com alta energia, tendo a amostra uma característica areno siltica (Figura 94).

Figura 93 - Diagramas de Shepard quanto à classificação sedimentar das amostras analisadas para o perfil coluvionar 1.



Fonte: Elaborado pelo autor, adaptado do *Software Sysgran* (2022).

Figura 94 - Diagramas hidrodinâmicos de Pejrup do perfil coluvionar 1.



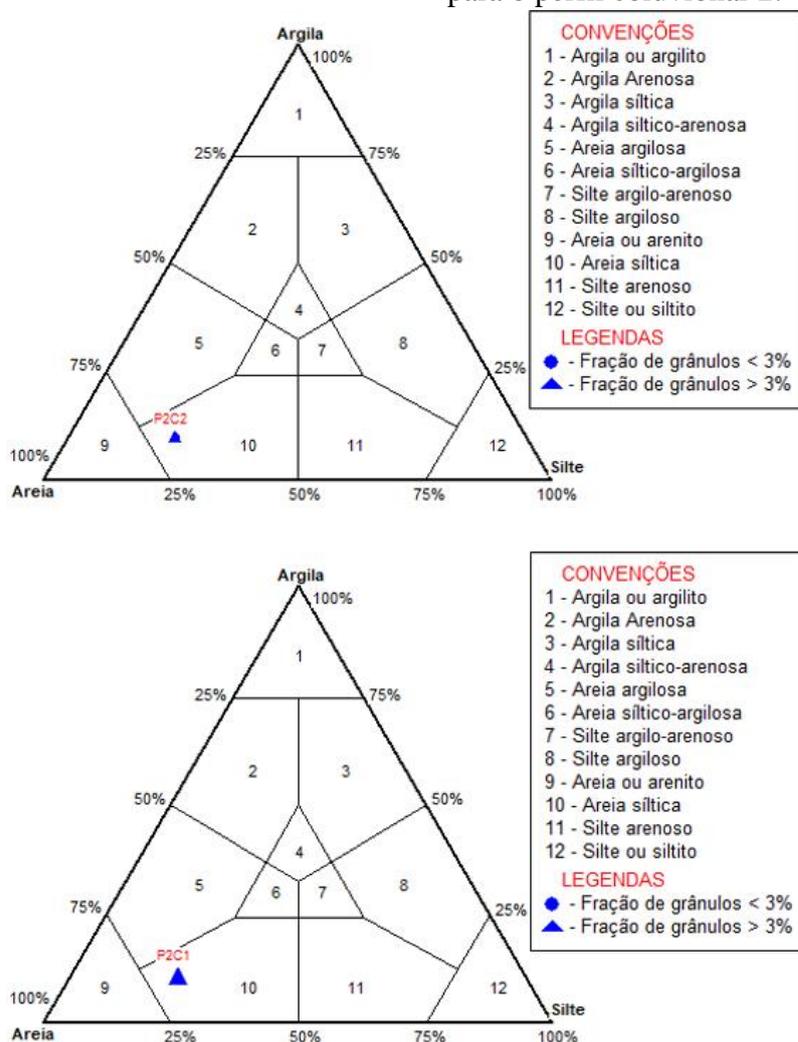
Fonte: Elaborado pelo autor, adaptado do *Software Sysgran* (2022).

No tocante ao perfil 2, as duas amostras quando submetidas à análise junto ao diagrama de Shepard (1954), apresentaram granulometria predominantemente de areia siltica, assim como no perfil 1, porém com tendência para o vértice de fração de areia ou arenito. A fração de grânulos estava bem definida para valores superiores à 3% em ambas as amostras (Figura 95).

Em relação ao comportamento hidrodinâmico das amostras do perfil 2 (Figura 96), de acordo com Pejrup (1988), quando correlacionada aos demais dados granulométricos, revelou eventos deposicionais e transporte de fluxos de detritos de áreas mais elevadas do relevo em direção ao sopé da Chapada do Araripe de alta energia, tendo a amostra uma característica mais arenosa.

Esse resultado é corroborado por estudo granulométrico produzido por Lima e Corrêa (2018) na região do Araripe. Tais autores sugeriram um ambiente de muita energia com baixa capacidade de seleção pelo fluxo e relativa concentração da fração mais grossa.

Figura 95 - Diagramas de Shepard quanto à classificação sedimentar das amostras analisadas para o perfil coluvionar 2.

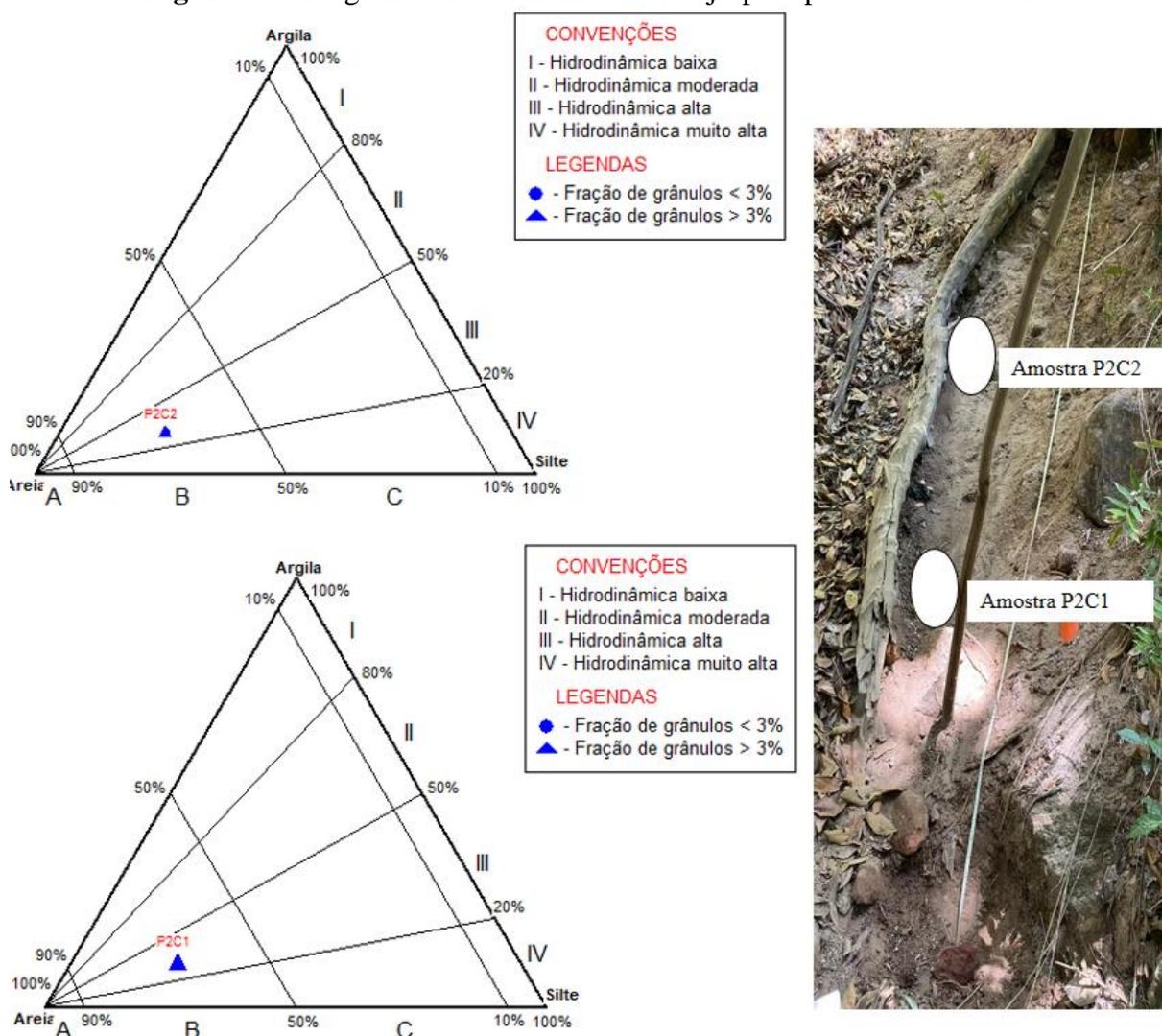


Fonte: Elaborado pelo autor, adaptado do *Software Sysgran* (2022).

Em suma, no tocante aos estudos dos colúvios da presente pesquisa, verificou-se que o perfil 1 (amostras P1C1e P1C2) demonstrou um equilíbrio entre o transporte de grãos de areia e silte. Contudo, foi observada a origem de uma *stone-line* entre os dois pontos de coleta do perfil 1, caracterizado, essencialmente, como um pacote sedimentar de material fino. Essa linha de seixos deve-se a uma possível corrida de detrito posterior a primeira deposição, que ao ser exposta ao regime semiárido após a sua sedimentação, teve sua matriz de material fino retirada por erosão laminar, ficando aparente na superfície apenas o material grosso, que foi soterrado, posteriormente, por um novo processo gravitacional de massa. Já o perfil 2 (amostras P2C1 e P2C2) foi caracterizado em sua maioria pelo transporte de grãos de areia, indicando um possível escorregamento.

Nesse cenário, a análise granulométrica dos dois perfis estudados (perfis 1 e 2) permitem inferir que os depósitos coluvionares depositados no sopé da Chapada do Araripe foram originados por movimentos gravitacionais em processos geomorfológicos distintos. Essa correlação é concordante com dados produzidos por Lima e Corrêa (2018) em estudos de perfis coluvionares na região da Chapada do Araripe, que também atestaram diferentes processos de movimentos de massa.

Figura 96 - Diagramas hidrodinâmicos de Pejrup do perfil coluvionar 2.



Fonte: Elaborado pelo autor, adaptado do *Software Sysgran* (2022).

5.5.2 Cronologia dos sedimentos por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

A datação por LOE foi o instrumento escolhido para apresentar as idades das amostras com o intuito de se comprovar a idade aproximada de possíveis eventos desestabilizadores das encostas. As idades para a área estudada registraram eventos ocorridos em um longo espaço de tempo, entre 35.570 anos AP., 16.190 anos AP., 9.510 anos AP. e 4.205 anos AP. Os resultados das datações por LOE dos sedimentos dos perfis amostrados de cada nível deposicional estão organizados na Tabela 20.

Tabela 20 - **Idades das amostras e informações da datação por LOE.**

Idades das amostras e informações da datação por LOE							
Amostras	Umidade %	U (ppm)	Th (ppm)	K %	Dose anual (μ Gy/ano)	DE (Gy)	Idade (anos)
P1C1 (base)	9 $\pm 0,9$	1,867 $\pm 0,141$	11,62 $\pm 0,34$	0,22 $\pm 0,1$	1.520 \pm 100	24,7 \pm 1,4	16.190 \pm 1.395
P1C2 (topo)	9,3 $\pm 0,93$	2,073 $\pm 0,141$	10,26 $\pm 0,32$	0,34 $\pm 0,09$	1.620 \pm 100	15,4 \pm 1,3	9.510 \pm 965
P2C1 (base)	9,1 $\pm 0,91$	1,049 $\pm 0,116$	3,56 $\pm 0,23$	0,3 $\pm 0,09$	900 \pm 90	32,0 \pm 3,0	35.770 \pm 4.845
P2C2 (topo)	7,5 $\pm 0,75$	1,232 $\pm 0,119$	3,7 $\pm 0,23$	0,41 $\pm 0,09$	1.080 \pm 90	4,5 \pm 0,3	4.205 \pm 475

Fonte: Laboratório Datação (2021).

Conforme mostrado na Tabela 20, as idades dos depósitos coluvionares variaram entre o Pleistoceno superior ao Holoceno superior. A compreensão dessa dinâmica ambiental perpassa pelo entendimento das mudanças climáticas características das fases estadiais e interestadiais ao longo do Quaternário Tardio, correlacionando-se com oscilações milenares de eventos como *Heinrich e Young Dryas*, ligados às variações de temperatura da superfície do mar do Hemisfério Norte (HEINRICH, 1988; ADAMS *et al.*, 1999; PETIT *et al.*, 1999).

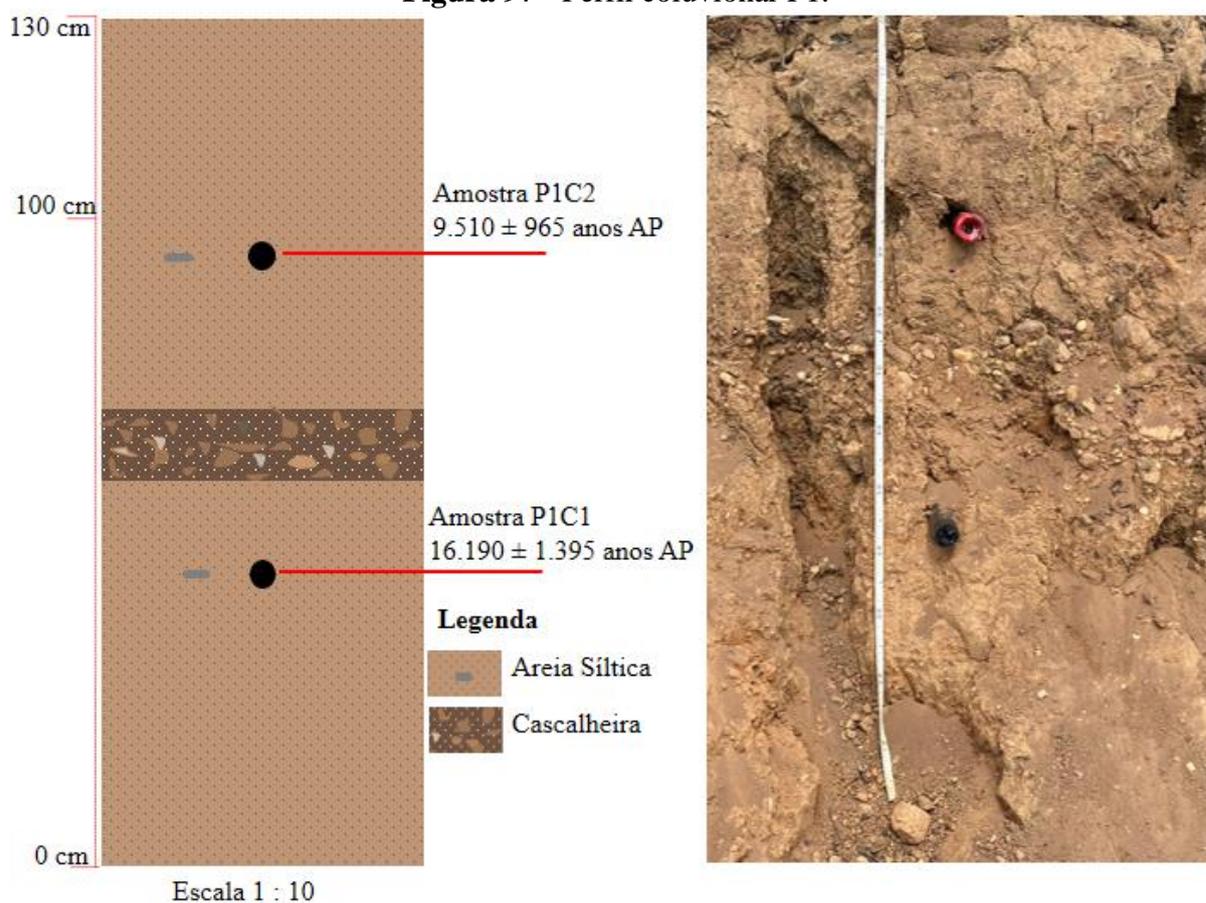
As discussões apresentadas neste capítulo são balizadas em estudos realizados no âmbito da região semiárida nordestina (BEHLING *et al.*, 2000; CORRÊA, 2001; WANG *et al.*, 2004; CORRÊA; SILVA, 2008; DUPONT *et al.*, 2010; SILVA, 2013; Gurgel *et al.*, 2013; TAVARES; GALVÃO, 2016; LIMA; CORRÊA, 2018; CORRÊA, *et al.*, 2019; FONSÊCA *et*

al., 2020) que ajudaram a compreender em quais momentos climáticos ocorreram a deposição das amostras na Chapada do Araripe. A seguir serão discutidos os resultados de cada colúvio amostrado.

5.5.3 Colúvio P1

O primeiro ponto de amostragem refere-se a uma encosta coluvial, que apresenta uma sedimentação com espessura de 130 cm, localizada numa área de topo conservado, sob as coordenadas $-7^{\circ} 11' 39''$ S e $-39^{\circ} 27' 25''$ O e altitude de 766 m. Neste ponto, foram datadas duas amostras (P1C1 e P1C2). Tais amostras foram coletadas em dois níveis intercalados por uma cascalheira - *stone-line* (Figura 97).

Figura 97 - Perfil coluvionar P1.



A amostra sotoposta a cascalheira, localizada no nível de base do colúvio (P1C1), possui uma textura de areia síltica e apresentou idade 16.190 ± 1395 anos AP estando, portanto, dentro do Pleistoceno superior no contexto do último interstadial pleistocênico. Aponta, portanto, para

um período de elevação de temperatura, conforme demonstrando pela curva de paleotemperaturas de Vostok (Figura 98) com a saída de um clima seco para um clima mais úmido, relacionados com o final do evento *Heinrich 1* no Hemisfério Norte (ADAMS *et al.*, 1999; PETIT *et al.*, 1999). Bigarella, Mousinho e Silva (1965) asseveram que são nesses períodos de transição climática que aconteceram as maiores instabilidades nas encostas.

Nesse contexto, o aumento na temperatura influenciou na elevação da umidade, o que provavelmente permitiu condições para a deflagração de processos gravitacionais de massa. Perante as condições granulométricas, infere-se que decorreram por corrida de detritos, antes que a cobertura vegetal se recuperasse do período seco antecedente.

Dupont *et al.* (2010) analisaram a resposta da vegetação relacionada ao aumento da precipitação no Rio Grande do Norte, Nordeste do Brasil durante o evento *Heinrich 1* e observaram que entre 16.600 a 14.900 anos AP houve um crescimento marcante na porcentagem e diversidade de elementos florestais, forte indício de elevadas taxas de umidade na região, fortalecendo a hipótese de maiores índices pluviométricos influenciados pelo evento *Heinrich 1*. Segundo os autores, após esse período, a vegetação típica passou a ser de gramíneas e de savana.

Dados cronocorrelatos para a América do Sul produzidos por Stríkis *et al.* (2018) auxiliam nessa interpretação. Esses autores observaram um aumento de umidade para o semiárido brasileiro entre os intervalos de 17.900 anos AP a 15.500 anos AP, relacionados a eventos *Heinrich*. Tais eventos favoreceram uma atuação mais austral da Zona de Convergência Intertropical, incidindo no maior transporte de umidade para o semiárido brasileiro, fenômeno descrito anteriormente por Wang *et al.* (2004) para uma área localizada na região semiárida do norte da Bahia.

Reforçando a ideia de um evento regional desestabilizador da paisagem, relacionado ao evento *Heinrich 1*, Fonsêca *et al.* (2020) dataram amostras para o Piemonte da Borborema, entre os Estados de Pernambuco e da Paraíba dentro do intervalo de 18.000 a 15.600 AP. Os autores afirmaram uma relação íntima entre os eventos *Heinrich* e os processos desestabilizadores da paisagem para o Nordeste. Esta interpretação está em concordância com estudos de Stríks *et al.* (2015), evidenciada a partir de registros isotópicos de estalagmites, acerca das variações das condições de umidade ocorridas na Bahia relacionadas aos eventos *Heinrich*.

Em continuidade à análise do colúvio P1, nota-se que a amostra sobreposta a cascalheira (P1C2) também possui uma textura de areia siltica e apresentou idade de 9.510 ± 965 anos AP, dentro do Holoceno inferior. Essa época apresentou uma leve tendência de rebaixamento na

temperatura, conforme demonstrando pela curva de paleotemperaturas de Vostok na Figura 98 (PETIT *et al.*, 1999).

Esta data pode ser relacionada a uma reumidificação do clima no contexto da transição Pleistoceno-Holoceno, antes que a cobertura vegetal se recuperasse da semiaridez antecedente, ligada ao evento *Younger Dryas* e evidenciada pela cascalheira observada na camada que antecede o depósito da amostra (P1C2). Segundo postulações de Knox (1972), são nessas fases de sucessão de um clima seco para um clima úmido que ocorre maior atividade geomorfológica.

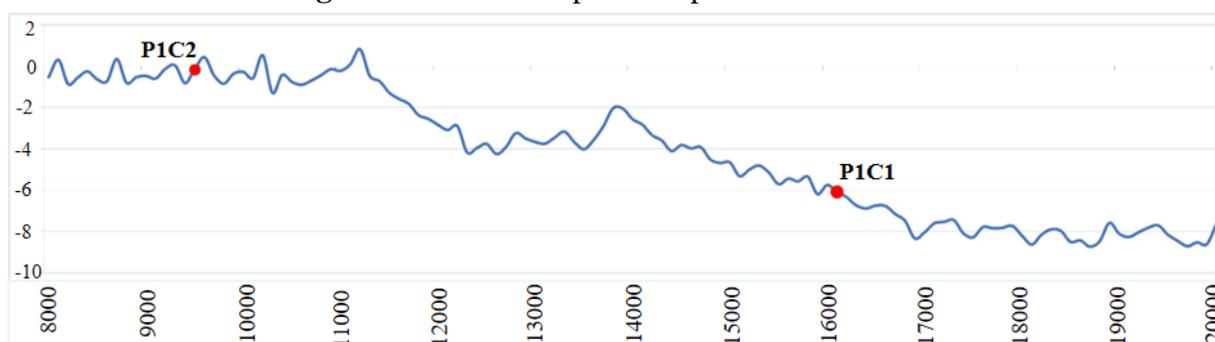
A idade encontrada para a amostra P1C2 possui cronocorelação com idades encontradas por Corrêa e Silva (2008), Silva (2013) e Gurgel *et al.* (2013). Tais pesquisas realizadas na província Borborema, comprovaram a ocorrência de pulsos climáticos ao longo do Holoceno.

Dados produzidos por Corrêa (2001), em depósitos coluviais na província Borborema Pernambucana, deduzem que essa época foi marcada pela predominância de um clima úmido com ampla remobilização de coberturas sedimentares, influenciadas, provavelmente, por chuvas torrenciais provocadas pela ação da ZCIT sobre a região nordeste.

A partir de um resgate de estudos paleoambientais sobre o Quaternário tardio no semiárido brasileiro, Wanderley, Santos e Silva (2020) fortalecem as considerações de Corrêa (Op. cit.) ao constatarem a desestabilização em diversas áreas de estudo na região semiárida brasileira ao longo do Holoceno inferior, decorrentes do aumento da energia de deposição relacionada a eventos pluviométricos convectivos de alta magnitude.

Conforme Lima e Corrêa (2018), a transição do Pleistoceno/Holoceno foi marcada pela ocorrência de elevados níveis de precipitação, acompanhada pelo estabelecimento de uma cobertura vegetal mais densa. Nesse contexto, o evento de 9.510 anos AP pode ser relacionado a uma mudança brusca do clima, no contexto da transição Pleistoceno/Holoceno cuja vegetação não conseguiu se adaptar rapidamente a ponto de reter os mantos de intemperismo sobre as encostas.

Figura 98 - Curva de paleotemperatura Perfil P1.

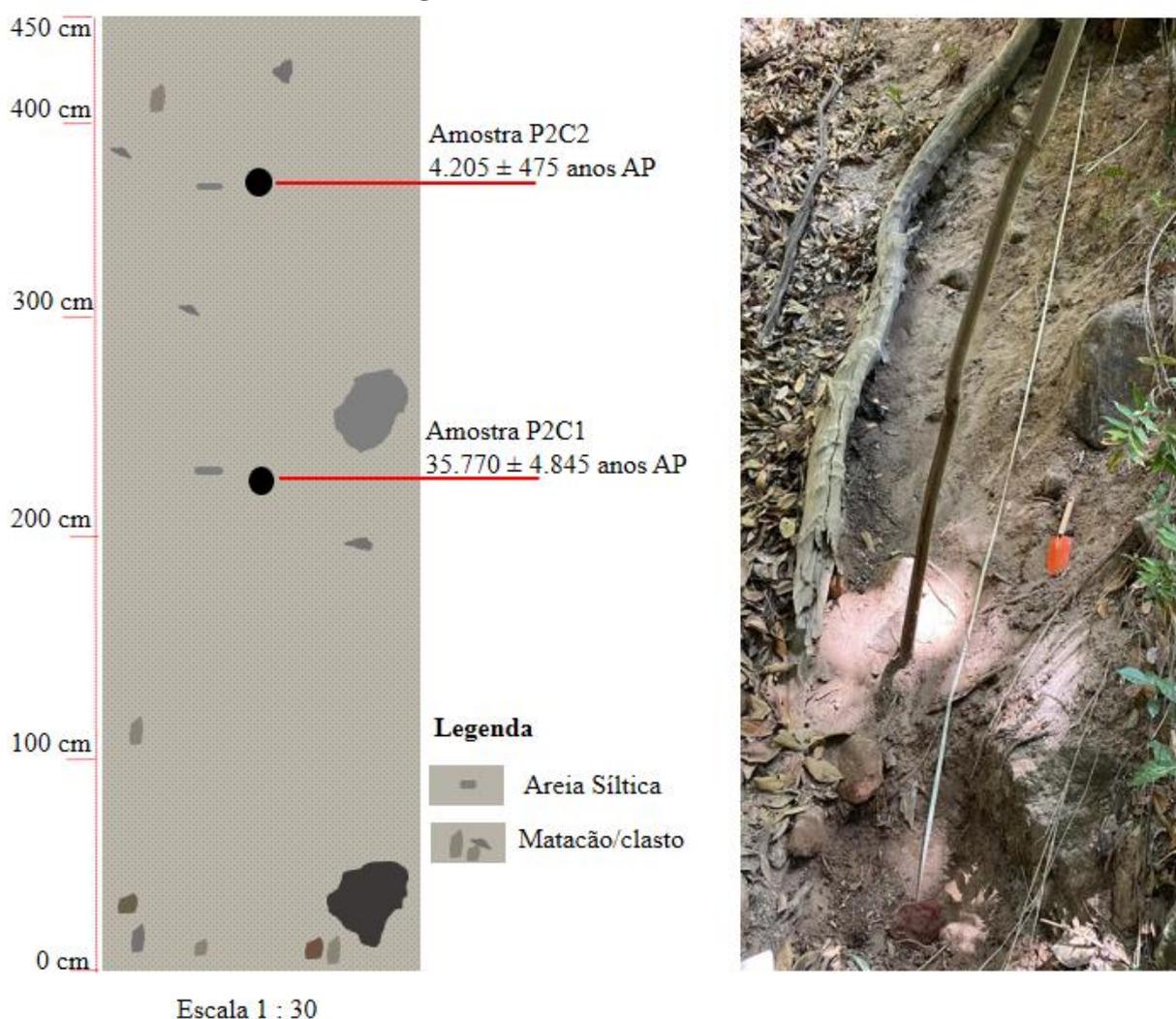


Fonte: Petit *et al.* (1999).

5.3.4 Colúvio P2

O segundo ponto de amostragem trata-se de um colúvio que apresenta sedimentação com espessura de 4,5 m de comprimento apresentando alguns saprolitos na base, numa área de sopé na escarpa de acordo com a compartimentação geomorfológica proposta neste estudo, sob as coordenadas $-7^{\circ} 16'55''$ S e $-39^{\circ} 26' 24''$ O e altitude de 757 m. Neste ponto, foram datadas duas amostras, coletadas a 230 cm de profundidade (P2C1) e outra a 370 cm de profundidade (P2C2) (Figura 99).

Figura 99 - Perfil coluvionar P2.



Fonte: Autor (2022).

A amostra coletada no terço médio do perfil 2 (P2C1) possui uma textura de areia siltica e apresentou idade de 35.770 ± 4.845 anos AP, estando portanto dentro do Pleistoceno Superior.

Essa época apresentou uma fase de elevação na temperatura, conforme demonstrando pela curva de paleotemperatura de Vostok (Figura 100) e relacionada com o final do evento *Heinrich 4* (ADAMS *et al.*, 1999; PETIT *et al.*, 1999). Indica a saída de um clima mais seco para uma fase mais úmida.

Corroborando com esses dados, Fonsêca *et al.* (2020) também encontraram para a Província Borborema idades aproximadas às observadas para a amostra P2C1, caracterizada a partir de corrida de detritos, associado a uma dinâmica climática de aumento da precipitação e remobilização de sedimentos. Os autores em concordância com pesquisas de Behling *et al.* (2000) constataram indícios de maior umidade durante os eventos *Heinrich 5, 4 e 3* alternados por períodos mais secos entre eles, sendo a transição entre estes eventos os responsáveis pelo intenso retrabalhamento de sedimentos conforme postulado por Knox (1972).

Para essa época, Ranulpho (2016) a partir do estudo do significado paleoambiental dos silicofitólitos em depósitos de colúvio na bacia sedimentar do Araripe, sugere a ocorrência de processos deposicionais por movimentos de massa e sobreposição de camadas sedimentares, causados por fortes picos de chuva de alta magnitude, mantendo a vegetação arbórea (de 53.850 anos A.P. antecedendo 30.120 anos A.P.).

Lima e Corrêa (2018) verificaram na bacia sedimentar do Araripe uma elevada atividade morfogenética nas encostas da área. Segundo os autores, o intervalo de 40.000 a 30.000 anos AP foi marcado pela formação de amplos depósitos sedimentares decorrentes de corridas de detritos de baixa viscosidade provenientes de eventos pluviométricos de alta energia.

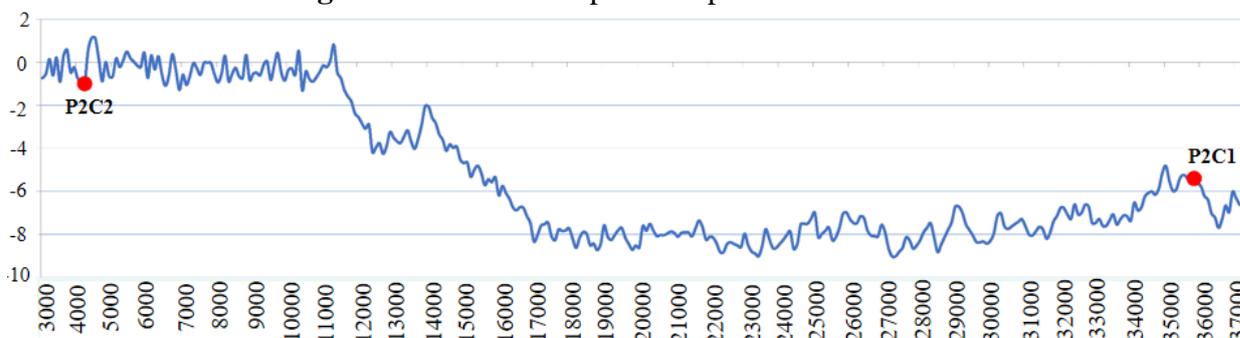
Os estudos citados em consórcio com os dados das análises granulométricas permitem inferir que o colúvio datado nesta pesquisa com idade 35.770 ± 4.845 anos AP, também possa ser proveniente de corrida de detritos em decorrência de eventos de alta magnitude e baixa recorrência ao longo do Pleistoceno superior.

Já a amostra (P2C2) datou de 4.205 ± 475 dentro do Holoceno médio, apresentando uma tendência de queda na temperatura média global conforme a curva de Vostok (Figura 100). Coincide com o final da fase do ótimo climático holocênico, cuja região estava migrando de uma fase úmida para uma fase semiárida, o que viria a vigorar no Holoceno superior, aproximando-se das condições climáticas hodiernas.

Dados geocronológicos aproximados ao observado para a amostra (P2C2) foram encontrados por Gurgel *et al.* (2013) em colúvios do Maciço do Pereiro no Planalto da Borborema, Rio Grande do Norte, o que pode indicar a ocorrência de um evento climático de abrangência regional. Outros estudos cronocorrelatos realizados na região semiárida nordestina, demonstraram que ao longo do Holoceno médio houve umidade suficiente para gerar

remobilização de sedimentos em diversas localidades do Nordeste, no Estado de Pernambuco, Rio Grande do Norte, Ceará, Sergipe, entre outros (CORRÊA, 2001; MUTZENBERG, 2011; TAVARES; GALVÃO, 2016).

Figura 100 - Curva de paleotemperatura Perfil P2.



Fonte: Petit *et al.* (1999).

5.3.5 Correlação com outros dados geocronológicos para a área de estudo

A maioria das pesquisas paleoambientais que envolveram a estruturação da paisagem do nordeste semiárido brasileiro no decorrer do Quaternário indicou pulsos importantes de deposição durante o Último Máximo Glacial, na transição Pleistoceno/Holoceno e Holoceno médio (BEHLING *et al.*, 2000; CORRÊA, 2001; BEZERRA *et al.*, 2008; MUTZENBERG *et al.*, 2011; GURGEL *et al.*, 2013; CORRÊA, *et al.*, 2019).

As reflexões aqui apresentadas foram embasadas pelo estudo do quadro geológico-geomorfológico regional, dos quais, diversos trabalhos realizados na região ajudaram a embasar essa discussão. Parte-se do pressuposto que os depósitos coluvionares da área estudada são decorrentes de *inputs* climáticos de diferentes magnitudes, e representam o momento de ruptura da estabilidade do relevo.

Uma correlação relevante pôde ser feita a partir de datações realizadas por Lima e Corrêa (2018) no município do Crato-CE. Por meio da análise de quatro perfis coluvionares, tais autores chegaram a idades de 40.090 ± 4.690 anos AP para o nível de base até 3.400 ± 500 anos AP para o nível de topo. O mapa com todas as idades conhecidas para a área pesquisada e seu entorno pode ser visto na Figura 101. Esses dados corroboram com os resultados desta pesquisa auxiliando a compreensão dos eventos desestruturadores da paisagem desde o Pleistoceno superior até o Holoceno inferior.

Sobre as condições ambientais pretéritas do semiárido nordestino, Lima e Corrêa (Op. cit.) definiram o período entre 40.000 a 13.000 anos AP (final do interestadial e o Último Máximo Glacial) como período, predominantemente, de clima mais seco e frio, com

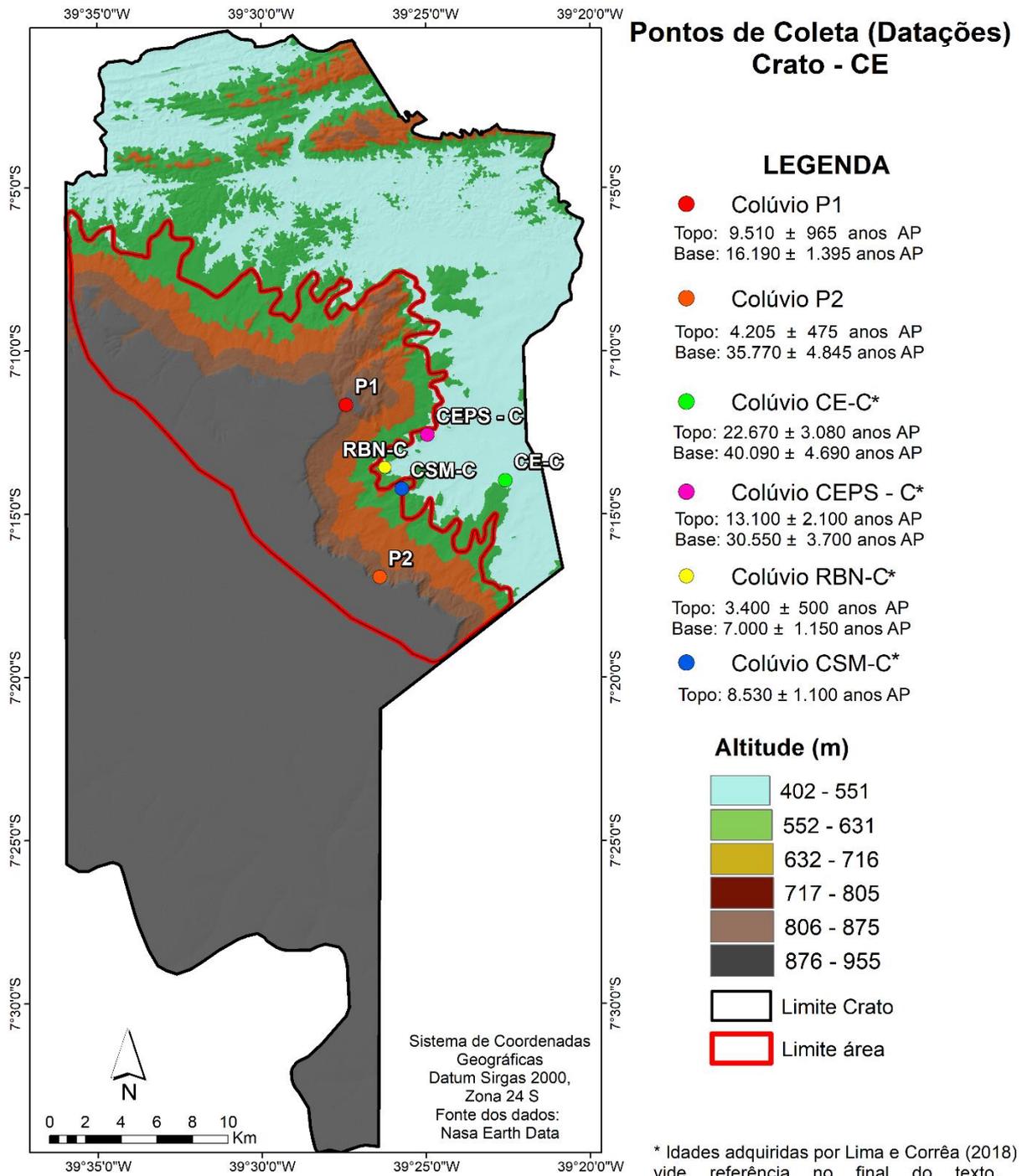
temperaturas mais baixas em relação às atuais ($\sim -6^{\circ}\text{C}$), marcadas por intensas chuvas provocadas pela entrada de ar polar em baixas latitudes, resultando na mobilização de sedimentos de encosta, em momentos de ocorrência de *inputs* climáticos decorrentes de chuvas torrenciais.

Os dados geocronológicos conhecidos para a área estudada mostraram que pelo menos desde os últimos 40.000 anos ocorreram eventos formadores de colúvios na face oriental da Chapada do Araripe, decorrentes de processos ligados a períodos de intensa atividade morfogênica estruturada pela ação dos sistemas climáticos ao longo do período do Último Máximo Interstadial (idades entre 40.090 a 30.550 anos AP), do Último Máximo Glacial (idades entre 22.670 a 16.190 anos AP), transição Pleistoceno-Holoceno (idade de 9.510 anos AP), Ótimo Climático Holocênico (idades entre 8.530 a 4.500) e no Holoceno Superior (idade 3.400 anos AP).

Como visto, as datas conhecidas para o município do Crato sugerem a ocorrência de colúvio até a fase inicial do Holoceno Superior. A partir de então, as condições favoráveis para o acionamento de processos desestabilizadores para a formação de colúvios na área estudada tornaram-se mais discretas (como as corridas de detritos).

Embora foram encontrados colúvio datados de 3.400 ± 500 anos AP para área pesquisada (Figura 101), possivelmente ligados a eventos climáticos de escala local, vários estudos no semiárido nordestino têm indicado uma maior estabilização regional da paisagem a partir do Holoceno Superior, havendo diminuição da umidade e apontando para o estabelecimento de um clima semiárido semelhante ao atual, mediante a influência dos eventos ENOS na região (CORRÊA, 2001; MUTZENBERG, 2011; SILVA, 2013; GURGEL *et al.*, 2013; STRÍKIS *et al.*, 2015, 2018; CORRÊA, 2016; CORRÊA *et al.*, 2019; SILVA, LIMA, CORRÊA, 2021). Assim, as datações realizadas permitem inferir que tais depósitos foram formados pelos *inputs* climáticos desde o Pleistoceno Superior até o final do Holoceno médio.

Figura 101 - Datações realizadas no município do Crato – CE a partir de coletas realizadas nesta pesquisa e a partir de dados da literatura (Lima e Correa, 2018).



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

5.6 Análise conjunta (escala atual e pretérita)

Augusto Filho e Virgili (1998) afirmam que a deflagração de movimentos de massa é controlada por uma cadeia de eventos, iniciada pela formação da própria rocha seguida de toda sua história geológico-geomorfológica. É sob esse contexto, que essa análise conjunta se fundamenta, considerando a evolução cronológica de colúvios depositados por movimentos de massa pretéritos, que indicam a perturbação da paisagem, bem como, a partir dos resultados obtidos pelos modelos matemáticos ora aplicados, cujos parâmetros referem-se a uma escala mais atual.

Em relação aos quatro mapas de suscetibilidade elaborados neste trabalho, o de melhor desempenho foi o Cenário A1 do modelo SHASLTAB (base determinística). Este demonstra que apenas 2,1% da área estudada é incondicionalmente instável. Portanto, a modelagem determinística representa melhor e com mais acurácia a instabilidade da região. Se por um lado, os modelos determinísticos têm como limitações a ausência de alguns fatores condicionantes relevantes em sua formulação matemática (ex. falhas e estruturas geológicas), que podem ser superadas pela análise heurística (na combinação de mapas base), por outro lado, reduz significativamente a subjetividade, fator que pode ter contruído para seu melhor desempenho neste trabalho.

Nesse sentido, do baixo percentual de classes mais suscetíveis do cenário A1, os setores instáveis estão localizados, principalmente, na área de escarpa da Chapada. Sob essas condições, os dois colúvios analisados, resultantes de movimentos de massa pretéritos, também estão localizados nos setores de maior instabilidade, indicando sua influência na deflagração dos escorregamentos em uma dinâmica atual das encostas.

Nesse contexto, as áreas suscetíveis possuem relevante controle de sua herança geológica-geomorfológica. Tal correlação está em concordância com Peulvast, Bértad e Magalhães (2011) os quais apontam as condições litológicas e hidrogeológicas encontradas nas estruturas tabulares da Chapada do Araripe como fatores determinantes para a ocorrência de movimentos de massa.

Por meio das datações realizadas é possível inferir os momentos de instabilidade desde, pelo menos, os últimos 35 mil anos, auxiliando no entendimento de pulsos climáticos ocorridos na Chapada do Araripe ao longo do Quaternário tardio. Assim, ocorreram oscilações climáticas ora mais úmidas, ora mais semiáridas, durante o Pleistoceno Superior-Holoceno. Estas foram responsáveis por desestabilizações registradas por meio dos colúvios avaliados. Conforme

Knox (1972) são nas fases de sucessão de um clima seco para um clima úmido, que ocorrem as maiores atividades geomorfológicas.

Os momentos de desestabilização da paisagem desde o Pleistoceno superior até o seu final, de acordo com as idades adquiridas via LOE (35.770 ± 4.845 anos AP e 16.190 ± 1395 anos AP) estão associadas aos eventos *Heinrich 4* e *Heinrich 1*, respectivamente, o que demonstra concordância com processos de movimentos de massa, principalmente, nos períodos de saída de um clima mais seco para uma fase mais úmida, dados também corroborados pela análise da curva de Vostok (ADAMS *et al.*, 1999; PETIT *et al.*, 1999; BEHLING *et al.*, 2000 e WANG *et al.*, 2004).

As duas idades correspondentes ao Holoceno (9.510 ± 965 , 4.205 ± 475 anos AP) estão associadas a eventos de extremas precipitações relacionadas à reumidificação do clima no contexto da transição Pleistoceno-Holoceno no caso da idade mais antiga e ligada ao evento *Younger Dryas*, associada ao final da fase do ótimo climático holocênico, no caso da idade mais recente (ADAMS *et al.*, 1999; PETIT *et al.*, 1999).

A granulometria observada nos perfis, em associação com as datações por LOE, permite inferir que as fases de rompimento do equilíbrio morfodinâmico ocorreram em períodos de passagem de oscilações climáticas, ora mais úmidas e ora semiáridas, indicando a presença de paleoclimas na região ao longo do Quaternário. Nesse sentido, para que houvesse o transporte dos materiais identificados nas amostras, houve a necessidade de um *input* energético intenso, conforme visto pelas análises hidrodinâmicas de Perjup (1988), indicando a necessidade de eventos pluviométricos de alta magnitude capazes de remobilizar sedimentos coluviais. Essas constatações permitem estabelecer que a paisagem da Chapada do Araripe desde o Pleistoceno Superior tem oscilado por momentos de estabilidade e instabilidade provocadas, principalmente, pelas flutuações climáticas.

Sob essas condições, entende-se que a morfogênese quaternária na Chapada do Araripe advém de ciclos glaciais e mudanças paleoclimáticas associadas às latitudes tropicais, responsáveis por processos erosivos e pedogenéticos, que por sua vez, contribuíram para as diversas configurações do relevo desde os tempos mais pretéritos ao atual. De acordo com Corrêa (2001), atualmente no semiárido brasileiro, o ritmo climático contemporâneo não é compatível com a formação de extensos depósitos coluviais ou aluviais.

Porém, no caso específico da área de estudo, por se tratar de uma área inserida no domínio climático semiárido mas com características diferenciadas de clima subúmido (brejo de altitude), a sua estabilidade dinâmica é alterada diante de ciclos dos quais a Zona de Convergência Intertropical atue sem a interferência do ENOS, ou seja, quando ocorre

juntamente com a influência da *La Niña*, agindo na modificação dos padrões da circulação da célula de Walker. Ademais, com o suporte ou não da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e do Dipolo do Atlântico, esse fenômenos climáticos configuram uma significativa pluviosidade para a Chapada do Araripe.

Portanto, essa correlação de fenômenos climáticos pode conduzir um período de grande pluviosidade e, dessa forma, a suscetibilidade a escorregamentos translacionais, uma vez que, os processos morfodinâmicos já ocorreram no passado (ASSINE, 2007; PEULVAST; BÉTARD, 2015, LIMA; CORRÊA, 2018). Por conseguinte, em tempos hodiernos podem voltar a ocorrer a depender da intensidade do *input* climático que poderão causar instabilidade, principalmente, nas áreas mais escarpadas da Chapada do Araripe.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Essa tese objetivou avaliar a suscetibilidade atual e pretérita a escorregamentos translacionais rasos na face oriental da Chapada do Araripe, Nordeste do Brasil, por meio da modelagem matemática determinística e heurística, e de método geocronológico. Por meio dos resultados obtidos, conclui-se que essa pesquisa atingiu este objetivo, avançando o conhecimento geomorfológico da região estudada, assim como, pelo uso de diferentes técnicas de modelagem associada à geocronologia.

Em relação à hipótese da presente Tese, pretendeu-se verificar se a suscetibilidade aos escorregamentos rasos na face oriental da Chapada do Araripe era exclusiva de dinâmicas atuais, ou advinha de mudanças ambientais desde o Pleistoceno Médio, com provável diminuição de corridas de detritos no Holoceno Superior. A hipótese foi testada e parcialmente confirmada, pois perante os resultados obtidos, os processos de desestabilização da paisagem vêm ocorrendo desde pelo menos o Pleistoceno Superior com variações temporais de estabilização e instabilização até a escala de tempo atual, ocasionadas, principalmente, por flutuações climáticas.

Os procedimentos metodológicos utilizados permitiram o uso conjunto de métodos e análises qualitativas e quantitativas, diretas e indiretas, visando atingir os objetivos desta tese. Em relação ao inventário de escorregamentos, as cicatrizes ocorrem, predominantemente, na região mais escarpada da Chapada, indicando um padrão de comportamento destes processos atualmente.

Quanto à análise dos fatores condicionantes, os escorregamentos ocorrem, predominantemente, nos setores mais declivosos, conforme é comum na literatura, assim como, em áreas de maiores concentrações de fluxos (*hollows*). Além disso, as encostas mais suscetíveis são aquelas com formas côncavo-convexas, sob domínio litoestratigráfico da Formação Santana em contato direto com a Formação Exu e recobertas por solos do tipo neossolos litólicos.

No tocante ao SHALSTAB, a inserção da variável vegetação na equação do modelo influencia, diretamente, nas classes de estabilidade. Verifica-se, por exemplo, uma redução percentual da classe incondicionalmente instável e saturado (classe de maior instabilidade) e um aumento da classe incondicionalmente estável e saturado. Porém, a modelagem com a inserção da vegetação (Cenário SHALSTAB A2) apresenta menor precisão, pois apenas 36% das cicatrizes concentraram-se nas classes instáveis, enquanto o percentual de acerto é de 73% no cenário sem a inserção desta variável (Cenário SHALSTAB A1).

No modelo AHP, o cenário cujos principais fatores desencadeadores são o ângulo da encosta e os solos (cenário B1), apresenta melhores resultados, revelando a importância destes fatores condicionantes na deflagração dos escorregamentos para a Chapada do Araripe. Ademais, dos quatro cenários de suscetibilidade elaborados, a validação pela curva ROC mostra que o cenário A1 (SHALSTAB) é o de melhor desempenho, com valor de área abaixo da curva (AAC= 0,779), indicando sucesso na previsão realizada.

A validação realizada pela curva ROC tem sido bastante utilizada, pois é capaz de estimar todos os cenários possíveis entre os falsos negativos e os falsos positivos, uma vez que por meio da análise sensitiva é possível quantificar a acurácia dos modelos. Assim, é válido mencionar que é necessária a aplicação de diferentes testes de validação, seja pelo uso do índice de Concentração de Cicatrizes, seja pelo uso da curva ROC, visando-se avaliar o melhor desempenho de modelos matemáticos. Conclui-se, portanto, que tanto o cenário de base determinística (A1/SHALSTAB), quanto de base heurística (B1/AHP) apresentam percentuais de acerto aceitáveis, ainda que o SHALSTAB tenha sobressaído.

Nesse sentido, essa pesquisa recomenda o uso do modelo determinístico SHALSTAB para as situações em que dados geotécnicos em laboratório e/ou por meio da literatura especializada (de confiança) possam ser adquiridos. Quando não for possível, sugere o uso do modelo heurístico AHP, visto que o mesmo permite agregar dados e informações de forma empírica, visando também um mapeamento de suscetibilidade. Em suma, ambos os modelos podem ser utilizados pelo poder público para a gestão e o planejamento do uso e ocupação da terra, conforme o que preconiza a Lei Federal nº 12.608 (Política Nacional de Proteção e Defesa Civil), cujas cartas de suscetibilidade são obrigatórias no planejamento de novas áreas. Tal questão é ressaltada também pelo Decreto nº 10.692, de 03 de Maio de 2021, que instituiu o Cadastro Nacional de Municípios com áreas suscetíveis à ocorrência de escorregamentos de grande impacto, entre outros processos correlatos. O referido cadastro visa publicizar informações sobre a evolução de ocupações em áreas suscetíveis em municípios inscritos.

Os dados geocronológicos e as análises granulométricas indicam eventos de desestabilização da paisagem ocorridos pelo menos desde o Pleistoceno Superior, com vários momentos de oscilações entre estabilidade e instabilidade provocadas, principalmente, pelas flutuações climáticas. Em relação à análise conjunta, a morfogênese quaternária da Chapada do Araripe advém de ciclos glaciais e mudanças paleoclimáticas associadas às latitudes tropicais, responsáveis por processos erosivos e pedogenéticos, que por sua vez, contribuem para as diversas configurações do relevo desde os tempos mais pretéritos ao atual. Nesse contexto, a correlação de fenômenos climáticos conduz um período de grande pluviosidade e, dessa forma,

a suscetibilidade a escorregamentos translacionais. Assim, ressalta-se, mais uma vez, o avanço gerado por esta pesquisa ao unir duas escalas temporais na compreensão de processos morfodinâmicos na paisagem.

Quanto às dificuldades desta pesquisa, destacam-se os custos elevados para realização de datações e análises sedimentológicas, as dificuldades de acesso a área e a carência de dados secundários em escala de detalhe, principalmente, das propriedades físicas do solo que indicam uma escassez em bancos de dados dessas informações na maior parte do Brasil, especialmente, nas regiões semiáridas.

Para as pesquisas futuras esta Tese recomenda a ampliação das datações por LOE na Chapada do Araripe e calibração e testagens de outros modelos matemáticos para previsão de escorregamentos, como por exemplo, o modelo TRIGRS. Recomenda, igualmente, a obtenção de dados geotécnicos mais robustos, mediante quantidade suficiente de pontos de amostragem de solo *in situ*, visando uma maior variabilidade das unidades geotécnicas na área. Por fim, a presente Tese conclui que as técnicas empregadas foram satisfatórias e relevantes para a compreensão da dinâmica geomorfológica na Chapada do Araripe e que estas são significativas para o melhor planejamento da área.

REFERÊNCIAS

- AB’SÁBER, A. N. O Domínio Morfoclimático Semi-Árido das Caatingas Brasileiras. **Geomorfologia**, Nº 43, 1-39. IG – USP. São Paulo, 1974.
- ADAMS, J., MASLIN, M., THOMAS, E. Sudden climate transitions during the Quaternary. **Progress in Physical Geography**, 23(1), 1–36, 1999.
- AMORIM, R. F.; CORRÊA, Antonio Carlos de Barros; SILVA, D.G. Tempo e Magnitude nos Processos Geomorfológicos. **Geografia (Rio Claro. Online)**, v. 41, p. 17-31, 2016.
- ARAÚJO, J. P. C.; BARELLA, C.F.; FERNANDES, N. F. Modelagem da susceptibilidade de escorregamentos utilizando o método de pesos de evidência em uma região montanhosa de clima tropical. **Geociências** (São Paulo. Online), v. 40, p. 137-155, 2021.
- AUGUSTO FILHO, O.; VIRGÍLI, J.C. Estabilidade de taludes. In: OLIVEIRA, A.M. dos S.; BRITO, S.N.A. de. (Org). **Geologia de Engenharia**. São Paulo: ABGE-CNPq-FAPESP. p.243-269, 1988.
- AZEVEDO, P.V., SILVA, B, B.; RODRIGUES, M. F. G. Previsão Estatística das Chuvas de Outono no Estado do Ceará. **Rev. Brasileira de Meteorologia**. v. 13, no. 1, 19-30, 1998.
- AYALA, I. A. Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. **Geomorphology**, 47, 107-124, 2002.
- AYALEW, L., YAMAGISHI, H., MARUI, H., KANNO, T. Landslides in Sado Island of Japan: Part II. GIS-based susceptibility mapping with comparisons of results from two methods and verifications. **Engineering Geology**, 81(4), 432–445, 2005.
- ARISTIZÁBAL, E.; GARCÍA, E.; MARTÍNEZ, C. Susceptibility assessment of shallow landslides triggered by rainfall in tropical basins and mountainous terrains. **Nat Hazards**, v. 78, p. 621-634, 2015.
- ASSINE, M. L. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v 22, n. 3, p. 289-300, 1992.
- ASSINE, M. L. Bacia do Araripe. **Boletim de Geociências**, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p. 371-389, mai/nov. 2007.
- AITKEN, M.J. **An introduction to optical dating**. Oxford university press, oxford. 1998.
- AUGUSTO FILHO, O. **Cartas de risco de escorregamentos: uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilha Bela, SP**. 1992. 162f. São Paulo. (Mestrado em Engenharia) - Escola Politécnica, Universidade de São Paulo – SP, 1992.
- BANCO MUNDIAL. **Avaliação de Perdas e Danos: Inundações e Deslizamentos na Região Serrana do Rio de Janeiro - Janeiro de 2011**. Rio de Janeiro, 2012.
- BARBOSA, H. T.; GUILHERME, L. C.; BANDEIRA, A. P. N. Análise da colapsibilidade do solo de um trecho do Projeto Cinturão das Águas do Ceará. In: **Anais...** Simpósio Brasileiro de Solos Não Saturados, Fortaleza, Ceará, 2015.

BARBOSA, B. G. S. BISPO, C.O.; LISTO, F. L. R. Uso e Cobertura da Terra: os parâmetros naturais e antropogênicos na borda oriental da Chapada do Araripe (CE). **Anais... 13º Simpósio Nacional de Geomorfologia – SINAGEO**. 2021.

BARREDO, J., BENAVIDES, A., HERVAS, J., VAN WESTEN, C. J. Comparing heuristic landslide hazard assessment techniques using GIS in the Tirajana basin, Gran Canaria Island, Spain. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation** 2, 2000, p. 9 – 23.

BASTOS, F. H.; PEULVAST, J. Suscetibilidade à ocorrência de movimentos de massa no maciço de Baturité - Ceará, Brasil. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, v. 32, n. 1, p. 124-142, 2016.

BAUM, R. L. *et al.* **TRIGRS: A FORTRAN Program for Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis**. USGS, Colorado, 2002. pp. 35.

BEVEN, K. J.; KIRBY, A. A physically based variable contributing area model of basin hydrology. **Hidrological Sciences Bulletin**, 1979. 43-69.

BEGUERÍA, S. Validation and evaluation of predictive models in hazard assessment and risk management. **Natural Hazards**, 37 (3): p. 315-329, 2006.

BEHLING, H. ARZ, H. W. PÄTZOLD, J. WEFER, G. Late quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quaternary Science Reviews** 19, p. 981-994, 2000.

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

BIERMAN, P.R. & MONTGOMERY, D.R. Hillslope. In: **Key Concepts in Geomorphology**. W.H. Freeman and Company Publishers New York. 145-178, 2014.

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

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. e SILVA, J. X. Significado paleogeográfico e paleoclimático dos depósitos rudáceos. **Boletim Paranaense de Geografia**, Universidade Federal do Paraná - Curitiba, 16/17, p. 7-16, 1965.

BISHOP, D. M.; STEVENS, M. E. **Landslides on logged areas in southeast Alaska**. USDA Forest Service Research Paper NOR-1, Northern Forest Experiment Station, Juneau, Alaska, 1964, 18 p.

BONINI, J. E.; BATEIRA, C. V. M.; DIAS, V. C.; MARTINS, T. D. VIEIRA, B. C. Évaluation de la susceptibilité aux glissements de terrain superficiels à partir de paramètres morphométriques et des modèles SHALSTAB et de la Valeur Informative. **CONFINS (PARIS)**, v. 46, p. 1-13, 2020.

BRASIL. **Lei Federal nº 6.766, 19 de dezembro de 1979.** Dispõe sobre o parcelamento do solo urbano e dá outras providências. Diário Oficial da União, Brasília, 29 de dezembro de 1979. Disponível em: <<http://www.planalto.gov.br/>> Acesso em: 10 jan. 2017.

_____. **Mapeamento de Riscos em Encostas e Margem de Rios.** Celso Santos Carvalho, Eduardo Soares de Macedo e Agostinho Tadashi Ogura, (orgs). – Brasília: Ministério das Cidades; Instituto de Pesquisas Tecnológicas – IPT, 2007. 175 p.

_____. **Lei Federal nº 12.608, DE 10 de abril de 2012.** Dispõe sobre o Sistema Nacional de Proteção e Defesa Civil e dá outras providências. Diário Oficial da União, Brasília, 10 de abril de 2012. Disponível em: <<http://www.planalto.gov.br/>> Acesso em: 13 mai. 2020.

_____. **Decreto nº 10.692, de 3 de maio de 2021.** Institui o Cadastro Nacional de Municípios com Áreas Suscetíveis à Ocorrência de Deslizamentos de Grande Impacto, Inundações Bruscas ou Processos Geológicos ou Hidrológicos Correlatos. Diário Oficial da União, Brasília, 3 de maio de 2021.

BRANDÃO, R. L.; FREITAS, L. C. B. (organizadores); **Geodiversidade do Estado do Ceará.** CPRM, 2014, 214 p.

BRITO, M. M. **Geoprocessamento aplicado ao mapeamento da suscetibilidade a escorregamentos no município de Porto Alegre, RS.** 2014. 167 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, UFRGS, 2014.

BRITO, M. M.; WEBER, E. J.; SILVA FILHO, L. C. P. Multi-Criteria Analysis Applied to Landslide Susceptibility Mapping. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 18, n. 4, p. 719-735, out-dez. 2017.

CAMARINHA, P. I. M.; CANAVESI, V.; ALVALÁ, R. C. S. Shallow landslide prediction and analysis with risk assessment using a spatial model in a coastal region in the state of São Paulo, Brazil. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 14, p. 2449-2468, 2014.

CAMARGO FILHO, M. & BIGARELLA, J. J. Correlação de parâmetros estatísticos de sedimentos de vertentes, rampas de colúvio-alúvio e terraço de várzea da bacia do Bananas – Guarapuava – PR. **Geosul**, v. 14, p. 438 – 442, 1998.

CARVALHO-NETA, M.L.; CORRÊA, A.C.B.; SILVA, D.G. **Esboço Geomorfológico do Geopark Araripe/CE como Ferramenta para Geoconservação.** Anais do XI SINAGEO, Maringá-PR, 2016.

CAVELIER, J., D.; SOLIS; M. A. JARAMILO. Fog interception in montane forest across the central cordillera of Panamá. **Journal of Tropical Ecology**. 12: 357-369. 1996.

CERRI, R.I.; ROSOLEN, V.; REIS, F.A.G.V.; FILHO, A.J.P.; VEMADO, F.; GIORDANO, L.C.; GABELINI, B.M. The assessment of soil chemical, physical, and structural properties as landslide predisposing factors in the Serra do Mar mountain range, Caraguatatuba, Brazil. **Bull. Eng. Geol. Environ**, 79, 3307–3320, 2020.

COPPIN, N.J.; RICHARDS, I.G. Use of Vegetation in Civil Engineering. London: **CIRIA**, 1990. 237p. ISBN 0-408-03849-7.

CORRÊA, A. C. B.; MABESOONE, J. M.; NEUMANN, V. H. Compartimentação Geomorfológica da Sub-bacia Leste do Araripe. In: III Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2000, Campinas. **Anais...** III Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2000.

CORRÊA, A. C. B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. Rio Claro, SP. 386f. 2001. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Estadual Paulista, 2001.

CORRÊA, A. C. B.; SILVA, D. G.; MELLO, J. S. Utilização dos depósitos de encostas dos brejos pernambucanos como marcadores paleoclimáticos do Quaternário Tardio no semi-árido nordestino. **Mercator**, v. 7, p. 99-125, 2008.

CORRÊA, A.C.B.; SOUZA, J.O.P.; CAVALCANTI, L.C.S. Solos do ambiente semiárido brasileiro: erosão e degradação a partir de uma perspectiva geomorfológica. In: GUERRA, A.J.T.; JORGE, M.C.O. **Degradação dos solos no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2014, p. 127-169.

CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; FONSÊCA, D. N. A aplicação de técnicas geocronológicas em Geomorfologia: uma atualização metodológica. **Revista Espaço Aberto**, PPGG - UFRJ, V. 6, N.1, p. 45-74, 2016.

CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; LIRA, D. R.; MUTZENBERG, D. S.; CAVALCANTI, L. The Semiarid Domain of the Northeast of Brazil. In - SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C.; PAISANI, J. C. (eds.) **The Physical Geography of Brazil - Environment, Vegetation and Landscape**. Switzerland - Springer Nature, 2019. p.119-150.

CROZIER, M. J. **Landslides: causes, consequences and environment**. New Hampshire, USA: ed. Croom Helm, 1986, p.252.

CRUZ, F. W.; VUILLE, M.; BURNS, S. J.; WANG, X.; CHENG, H.; WERNER, M.; EDWARDS, R. L.; KARMANN, I.; AULER, A. S.; NGUYEN, H. Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. **Nature Geoscience**. v. 2, p.210-214, 2009.

DE PLOEY Y.; CRUZ, O. Landslides in the Serra do Mar, Brazil. **Catena**, 111 -122p, 1979.

DIETRICH, W. E. e MONTGOMERY, D. R. **SHALSTAB: A Digital Terrain Model for Mapping Shallow Landslide Potential**. National Council for Air and Stream Improvement, Technical Report, 1998. 26p.

DIETRICH, W.E.; BELLUGI D.; REAL DE ASUA R. Validation of the shallow landslide model, SHALSTAB, for forest management. in M. S. Wigmosta, and S. J. Burges, editors, **Land Use and Watersheds: Human influence on hydrology and geomorphology in urban and forest areas**, Amer. Geoph. Union , Water Sciene and Application 2, 2001, p.195-227.

DUPONT, L.M.; SCHLÜTZ, F.; EWAH, C.T.; JENNERJAHN, T.C.; PAUL, A.; BEHLING, H. Two-step vegetation response to enhanced precipitation in Northeast Brazil during Heinrich event 1. **Global Change Biology**, v. 15, p. 1-14, 2009.

EINSTEIN, H. H. **Landslides risk assessment procedure**. In: International Symposium on Landslides, 4, Lausanne. Proceedings. Lausanne, Switzerland, A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands. 1988, vol.2, p. 1075-1090.

EMERY, K.O. Grain size in laminae of beach sand. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.48, P.1203-1212, 1978.

FARIA, D. G. M.; AUGUSTO FILHO, O. Aplicação do Processo de Análise Hierárquica (AHP) no mapeamento de perigo de escorregamentos em áreas urbanas. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, 34 (1), 23-44, 2013.

FAWCETT, T. An introduction to ROC analysis. **Pattern Recognition Letters**. V. 27, p. 861–874, 2006.

FELL, R. *et al.* Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land-use planning. **Engineering Geology**. v. 102, 83-111, 2008.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. Movimentos de Massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org). **Geomorfologia e meio Ambiente**. 6 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996, p. 123-194.

FERNANDES, N. F. GUIMARÃES, R.F.; GOMES, R.A.T.; VIEIRA, B.C.; MONTGOMERY, D.R.; GREENBERG, H. Condicionantes Geomorfológicos dos Deslizamentos nas Encostas: Avaliação de Metodologias e Aplicação de Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, n. 1, 2001.

FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R.A.T.; VIEIRA, B. C.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: Field evidence and modeling. **CATENA**, 55, 163-181, 2004

FERNANDES, N. F. Modelagem em Geografia Física: Teoria, Potencialidades e Desafios. **Espaço Aberto**, v. 6, n. 1, p. 209-247, 2016.

FERREIRA, A. G. e MELLO, N. G. S. Região Nordeste do Brasil e a influência dos oceanos pacífico e atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.1, n. 1, p. 15-28, 2005.

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

FOLK, R. L.; WARD, C. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, [s.l.], v. 27, n.1, p. 3-26. 1957.

FONSÊCA, D. N., CORRÊA, A. C. B.; CAVALCANTI, A. T. B.; LIRA, R. D.; MAGALHÃES, B. A. C.; MUTZEMBERG, D. Coupling of tectonic factors and precipitation variability as a driver of Late Quaternary aggradation in Northeast Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, 45(14), 3525–3539, 2020.

FRANCO, L. S., FIGUEIREDO, F. T.; GOMES, P. V. O.; ARAÚJO, I. B. A. Análises hierárquica e de regressão linear aplicadas aos mapeamentos de suscetibilidade e de risco aos movimentos de massa (Bairro Cidade Nova, Aracaju – SE, Brasil). **Geol. USP, Sér. cient.**, São Paulo, v. 21, n. 3, p. 8-107, 2021.

FUNCEME. **Zoneamento geoambiental do estado do Ceará: parte II mesoregião do sul cearense**. Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. Fortaleza. 2006. 132p.

FUNCEME. **Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos - Mesoregião do Sul Cearense**. Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. Fortaleza, 2012. 280p.

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

GAO, J. Identification of topographic settings conducive to landsliding from DEM in Nelson County, Virginia, U.S.A. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.18, p.579-591, 1993.

GAO J.; MARO J. Topographic controls on evolution of shallow landslides in pastoral Wairarapa, New Zealand, 1979–2003. **Geomorphology**. 114:373–381, 2009.

GARCIA, R.A.C., ZÊZERE, J.L., e OLIVEIRA, S. C. A importância do processo de classificação de dados na cartografia: um exemplo na cartografia de susceptibilidade a movimentos de vertente. In: **Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos**, Lisboa. Vol. V, p. 265-279, 2007.

GOETZ, J. N.; Guthrie, R. H.; Brenning, A. Integrating physical and empirical landslide susceptibility models using generalized additive models. **Geomorphology**, 129: 376-386, 2011.

GOMES, R.A.T.; GUIMARÃES, R.F.; CARVALHO JÚNIOR, O.A.; FERNANDES, N.F. Análise de um Modelo de Previsão de Deslizamentos (Shalstab) em Diferentes Escalas Cartográficas. **Solos Rochas**. 2005, 28, 85–97.

GONCALVES, L. F.; BANDEIRA, A. P. N. Estudo Geotécnico do Subsolo da Escola Profissionalizante de Juazeiro do Norte-CE. In: **Anais... I Encontros Universitários da UFCA**, Juazeiro do Norte, 2013.

GORSEVSKI, P.V.; GESSLER, P.; FOLTZ, R.B. Spatial Prediction Of Landslide Hazard Using Logistic Regression and GIS. In: 4th International conference on integrating gis and environmental modeling. **Proceedings...** Alberta, 2000.

GONZÁLEZ, J. Monitoring Cloud Interception in a Tropical Montane Cloud Forest in a South-western Colombia Andes. **Advanced Environmental Monitoring and Modelling**. vol. 01 nº 01. pp 97 -117. 2000.

GUERRA, A. J. T.; SAMPAIO, J. J. A. Processos Erosivos Acelerados, Movimentos de Massa e Assoreamento na cidade de Crato-Ceará. **Anuário do Instituto de Geociências/UFRJ**, Rio de Janeiro, v. 19, p. 05, 1996.

GUERRA A J T.; FULLEN, M. A. JORGE, M.C.O. *et al.* Slope Processes, Mass Movement and Soil Erosion: A Review. **Pedosphere**. v. 27, p. 27–41, 2017.

GUERRA, M. D. F. **Veredas da Chapada do Araripe: contexto ecogeográfico de subespaços de exceção no semiárido do Estado do Ceará, Brasil**. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2019.

GUIMARÃES, R. F. **Utilização de um modelo de previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos rasos com controle topográfico: adequação e calibração em duas bacias de drenagem**. 2000. 150f. Tese (Doutorado em Geologia) - UFRJ, Rio de Janeiro, 2000.

GUIMARÃES R.F., MONTGOMERY D.R., GREENBERG H.M., FERNANDES N.F., GOMES R.A.T., CARVALHO JÚNIOR O.A. Parameterization of soil properties for a model of topographic controls on shallow landsliding: application to Rio de Janeiro. **Engineering Geology**, 69(1-2):99-108, 2003.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. **Estabilidade de taludes naturais e de Escavação**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blücher; 1984.

GURGEL, S. P. P.; BEZERRA, F. H. R.; CORRÊA, A. C.B.; MARQUES, F O.; MAIA, R. P. Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 186, n. 1, p. 68 -84, 2013.

GUZZETTI, F., CARRARA, A., CARDINALI, M. and REICHENBACH, P. Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. **Geomorphology**, 1999, 31(1-4), p. 181-216.

GUZZETTI, F. et al. Landslide inventory maps: New tools for an old problem. **Earth Science Reviews** 112: 42-66. 2012.

HEINRICH, H. Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean During the Past 130,000 Years. **Quaternary Research**. 29 (2): 142-152, 1988.

HIGHLAND, L. M.; BOBROWSKY, P. **The Landslide Handbook: A Guide to Understanding Landslides**. Virginia: U.S. Geological Survey. 2008. 129 p.

HUNTLEY, D. J.; GODFREY-SMITH, D. I.; THEWALT, M. L. W. Optical dating of sediments. **Nature**, v. 313, n. 5998, p. 105, 1985.

HUTCHINSON J. N. General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. **Landslides**. 1:3–35, 1988.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. **Manual técnico de geomorfologia** – 2. ed. - Rio de Janeiro: IBGE, 2009.182 p.

_____ **Suscetibilidade a deslizamentos do Brasil: primeira aproximação**.
Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. - Rio de Janeiro: IBGE, 2019.

ICS - International Commission on Stratigraphy. **International Chronostratigraphic Chart**. Paris, 2022. Disponível em: <<https://stratigraphy.org/chart>>. Acesso em: 03 fev. 2022.

IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. BITAR, O. Y; FREITAS, C. G. L; FERREIRA, A. L. Classificação de declividade para fins de normalização geotécnica em planejamento urbano. **Anais...** Congresso Brasileiro de Geologia, Santos-SP. 2012.

_____. **Programa Serra do Mar: estudo geotécnico dos principais mecanismos de instabilização na Serra do Mar**. São Paulo, Relatório n 25957, 1988.

IVERSON, R. M. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 2000. 36: 1897-1910.

JANG, Su-Jin; KIM, Suk Woo; KIM, Minseok; CHUN, Kun-Woo. Evaluating the Effect of Root Cohesion on Shallow Landslides for Physically Based Modeling, **Sens. Materials**, Vol. 33, No. 11, 2021, p. 3847-3862.

KUMAR, K. M.; ANNADURAI, R.; RAVICHANDRAN, P.T.; ARUMUGAM K. Mapping of landslide susceptibility using Analytical Hierarchy Process at Kothagiri Taluk, Tamil Nadu, India. **International Journal of Applied Engineering Research**, v.10, n. 3, 2015.

KNOX, J. C. Valley alluviation in south-western Wisconsin. **Annals of the American Association of Geographers**, v.62, p.401-410, 1972.

HEINRICH, H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. **Quaternary Research**, v. 29, p. 142-152, 1988.

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

LIMA, F. J. de. **Evolução geomorfológica e reconstrução paleoambiental do setor subúmido do Planalto Sedimentar do Araripe: um estudo a partir dos depósitos colúviais localizados nos municípios de Crato e Barbalha-Ceará**. 2015. 192f. (Tese de Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFPE – PPGeo/UFPE: Recife, 2015.

LIMA, D. L. S.; CORDEIRO, A. M. N.; BASTOS, F. H. Conditioning Agents and Triggers of Gravitational Mass Movements in the Wet Side of the Massif of Uruburetama, Ceara, Brazil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 8, p. 1142-1152, 2015.

LIMA, F. J.; CORREA, A. C. B. Correlação cronoestratigráfica dos depósitos quaternários do Planalto Sedimentar do Araripe: um estudo de caso a partir dos materiais encontrados no município de Crato e Barbalha Sul do Ceará. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 35, p. 173-184, 2018.

LISTO, F. L. R.; VIEIRA, B. C. Mapping of risk and susceptibility of shallow-landslide in the city of São Paulo, Brazil. **Geomorphology**, v. 169-170, p. 30-44, 2012.

LISTO, F. L. R.; GOMES, M. C. V.; FERREIRA, F. S. Evaluation of shallow landslide susceptibility and Factor of Safety variation using the TRIGRS model, Serra do Mar Mountain Range, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 107, p. 01-13, 2021.

MEIRELLES, E. O.; DOURADO, F. A.; COSTA, V.C. Análise multicritério para mapeamento da suscetibilidade a movimentos de massa na bacia do rio Paquequer- RJ. **GEO UERJ**, Rio de Janeiro, n.33, e26037, 2018.

MELO, C. E.; BANDEIRA, A. P. N. Estudo do colapso dos solos para dimensionamento de fundações superficiais. In: XVII Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica, 2014, Goiânia. **Anais... XVII CBMS**, Goiânia, 2014.

MENDONÇA, L. A. R.; FRISCHKORN, H.; SANTIAGO, M. F.; MENDES FILHO, J. Probing the relationship between surface waters and aquifers by 18O measurements on the top of the Araripe Plateau/ NE Brazil. **Environmental Geology** (Berlin), Springer-Verlag Heidelberg, v. 46, n.2, p. 295-302, 2004.

MENDES, R. M. **Estudo das propriedades geotécnicas de solos residuais não saturados de Ubatuba (SP)**. 2008. 236 f. Tese (Doutorado em Engenharia Geotécnica) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

MICHEL, G. P., KOBİYAMA, M., GOERL, R. F. Avaliação do papel da vegetação na estabilidade de encostas através do modelo Shalstab modificado. **Anais... 9º SINAGEO - Simpósio Nacional de Geomorfologia**. Rio de Janeiro, 2012.

MICHEL, G. P., KOBİYAMA, M., GOERL, R. F. Formulação do Fator de Segurança Considerando a Presença de Vegetação. **Anais... XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, Bento Gonçalves, 2013.

MICHEL, G.P. **Modelagem de estabilidade de encostas com consideração do efeito da vegetação**. 2013. 139 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Sanitária e Ambiental) - Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2013.

MICHEL, G.P.; KOBİYAMA, M.; GOERL, R.F. Comparative Analysis of SHALSTAB and SINMAP for Landslide Susceptibility Mapping in the Cunha River Basin, Southern Brazil, **Journal of Soils and Sediments**, 2014.

MICHEL, G.P.; KOBİYAMA, M.; GOERL, R.F.; ZANANDREA, F.; PAUL, L.R.; SCHWARZ, H.; CARDOZO, G.L. Efeitos da vegetação na modelagem de estabilidade de encostas na bacia hidrográfica do rio Cunha, Santa Catarina. **Rev. Bras. Geomorfologia**. 22, 824–846, 2021.

MONT'ALVERNE, A. A. F. *et al.* **Projeto avaliação hidrogeológica da Bacia Sedimentar do Araripe**. Recife: MME/DNPM, 1996.

MONTGOMERY, C. W. **Environmental geology**. 3rd. ed. Dubuque: Wm. C. Brown, 1992. 465 p.

MONTGOMERY, D.R.; DIETRICH, W.E. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. **Water Resources Research** (30), 1994. p. 1153-1171.

MONTGOMERY, D. R.; SULLIVAN K.; GREENBERG, M. H. Regional test of a model for shallow landsliding, Regional test of a model for shallow landsliding, pp. 943-955, 1998.

MORALES, Norberto; ASSINE, Mario Luis. Chapada Do Araripe: A Highland Oasis Incrusted into the Semi-arid Region of Northeastern Brazil. In: VIEIRA, B. C.; SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. (Orgs.). **Landscapes and Landforms of Brazil**. Dordrecht: Springer, 2015.

MORAGUES, S.; LENZANO, M. G.; LANFRI, M.; MOREIRAS, S.; LANNUTTI, E.; LENZANO, L. Analytic hierarchy process applied to landslide susceptibility mapping of the North Branch of Argentino Lake, Argentina. **Natural Hazards**. 105:915–941, 2021.

MUENCHOW, J.; BRENNING, A.; RICHTER, M. Geomorphic process rates of landslides along a humidity gradient in the tropical Andes. **Geomorphology**, v. 139-140, p. 271-284, 2012.

MURRAY, A. S. Developments in optically stimulated luminescence and photo-transferred thermoluminescence dating of young sediments: application to a 2000-year sequence of flood deposits. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.60, p.565-576, 1996.

MUTZENBERG, D. Gênese e ocupação pré-histórica do sítio arqueológico Pedra do Alexandre: uma abordagem a partir da caracterização paleoambiental do vale do Rio Carnaúba-RN. **Clio. Série Arqueológica** (UFPE), v. 1, p. 429-442, 2011.

NERY, T. D.; VIEIRA, B. C. Susceptibility to shallow landslides in a drainage basin in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil, predicted using the SINMAP mathematical model. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v. 74, n. 2, p. 369–378, 2015.

NEUMANN, V. H. de M. L. **Estratigrafía, Sedimentología y Diagénesis de los Sistemas Lacustres Aptiense-Albiense de la Cuenca de Araripe (Nordeste de Brasil)**. 1999. 250 f. Tese (Doutorado) – Universitat de Barcelona, Barcelona, CT, 1999.

NEUMANN, V. H. de M. L.; CABRERA, L. Uma Nueva Proposta Estratigráfica para la Tectonosecuencia Post-Rifte de la Cuenca de Araripe, Noreste de Brasil. In: Bol. 5º Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil e 1º Simpósio Sobre el Cretácico de América Del Sur, n. 5 1999, Serra Negra, v. único. **Anais...** São Paulo, 1999. p. 279-285.

NUNES, D. M. COELHO, C. D.; SOUZA, A. B.; *et al.* Uso integrado do modelo SHALSTAB e análise multicritério para mapeamento de áreas susceptíveis aos escorregamentos de terra na bacia do ribeirão São Bartolomeu, Viçosa – MG. **Revista Brasileira de Cartografia** (2016), Nº 68/9.

O'LOUGHLIN, E. M. (1986) Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. **Water Resources Research**, 22, pp. 794-804.

PACK, R. T. *et al.* **SINMAP – a stability index approach to terrain stability hazard mapping**. User's manual. Terratech Consulting Ltd. Salmon Arm, B. C. Canadá, 1998, 68 p.

PARISE, M. Landslide mapping techniques and their use in the assessment of the landslide hazard. **Physics and Chemistry of the Earth**. v. 26, n. 9, p. 697-703, 2001.

PERDOMO, C. V.; NOGUEIRA, L. C.; MIGUEL, M. G.; LADEIRA, F. B. Analysis of water retention in soil horizons of two open trenches on a slope of Serra do Mar, Brazil, susceptible to landslides. **MATEC WEB OF CONFERENCES**, v. 337, p. 03015, 2021.

PETIT, J., JOUZEL, J., RAYNAUD, D. *et al.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. **Nature** 399, 429–436, 1999.

PEULVAST, J.P., SALES, V. C. **Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian “Nordeste”: constraints on models of morphotectonic evolution.** *Geomorphology* 62, pg. 89–122, 2004.

PEULVAST, J.P., SALES, V.C; BÉTARD, F., GUNNELL, Y. **Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin.** *Glob. Planet. Chang.* 62, pg. 39–60, 2008.

PEULVAST, J. BÉTARD, F.; MAGALHÃES, A. O. Scarp morphology and identification of large-scale mass movements in tropical tablelands: the eastern Araripe basin (Ceará, Brazil). **Geomorphologie**, v. 17, n. 1, p. 33-52, 2011.

PEULVAST, J. BÉTARD, F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology**, v. 233, p. 20-40, 2015.

PRADA, S.; SEQUEIRA, M. M.; FIGUEIRA, C.; DA SILVA, M. O. Fog precipitation and rainfall interception in the natural forests of Madeira Island (Portugal). **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 1179–1187, 2009.

PRADHAM, A. M. S.; KIM, Y. T. Evaluation of a combined spatial multi-criteria evaluation model and deterministic model for landslide susceptibility mapping. **Catena**, v. 140, p. 125-139, 2016.

RAFAELLI, S. G.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. M. A comparison of thematic of erosional intensity to GIS-driven process models in an Andean drainage basin. **Journal of Hydrology**, v. 244, p. 33–42, 2001.

RAFFO, J. G. DA G. O Processo Analítico Hierárquico e seu uso na modelagem do espaço geográfico. **Revista do Departamento de Geografia – USP**, Volume Esp, p. 26–37, 2012.

RANULPHO, R. **Fitólitos em sedimentos coluviais do Quaternário Superior no Planalto Sedimentar do Araripe: Significado paleoambiental.** 2016. 102f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal do Pernambuco, Recife, PE, 2016.

REGINATTO, G. M. P.; SBROGLIA, R. M.; ANDRADE, C.; SCHVARTZ, B. R.; BETIATTO, P.; HIGASHI, R. A. R. Influence of DEM spatial resolution on the susceptibility mapping with SHALSTAB in the Rio Garcia hydrographic basin, municipality of Blumenau/SC. **Brazilian Applied Science Review**, v. 5, p. 1475-1491, 2021.

REIS, S.; YALCIN, A.; ATASOY, M.; NISANCI, R.; BAYRAK, T., ERDURAN, M.; EKERCIN, S. Remote sensing and GIS-based landslide susceptibility mapping using frequency

ratio and analytical hierarchy methods in Rize province (NE Turkey). **Environmental Earth Sciences**, v. 66, n. 7, p. 2063-2073, 2012.

REMONDO, J., GONZÁLEZ, A., Terán, J.R.D. *et al.* Validation of Landslide Susceptibility Maps; Examples and Applications from a Case Study in Northern Spain. **Natural Hazards** 30, 437–449, 2003.

RIBEIRO, S. C.; SOUZA, A. B.; BEZERRA, T. M. A. C.; Mapa de cobertura vegetal e de declividade: instrumentos importantes na elaboração do zoneamento ambiental do Crato – CE. Universidade Regional do Cariri – URCA. **CADERNOS DE CULTURA E CIÊNCIA**. Vol. 2- Nº 2. maio 2007. ISSN 1980-5861.

ROMER, C.; FERENTINOU, M. Shallow landslide susceptibility assessment in a semiarid environment — A Quaternary catchment of KwaZulu-Natal, South Africa. **Engineering Geology**, v. 201, p. 29-44, 2015.

SAATY, T. L. **Método de Análise Hierárquica**. São Paulo: Mcgraw-hill, 1991.

SAATY, T. L. Relative measurement and Its generalization in decision making why Pairwise comparisons are Central in mathematics for the measurement of intangible factors the Analytic Hierarchy Process. **Rev. R. Acad. Cien. Serie A. Mat. – RACSM**. v.102, n. 2, 251–318, 2008.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; Depósitos quaternários da região entre Marília e Presidente Prudente (SP). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 3, p. 385-395, 2006.

SALLUN, A. E. M., SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A. M. F. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 2, p. 401-412, 2007.

SANTOS, E. M.; LISTO, F. L. R. Escorregamentos translacionais rasos no município de Camaragibe, Região Metropolitana do Recife: uma análise preliminar a partir do modelo SHALSTAB. **Revista de Geociências do Nordeste-REGNE**, v. 5, p. 131-145, 2019.

SANTOS, E. M. **Aplicação do modelo SHALSTAB na previsão de escorregamentos no município de Camaragibe, Região Metropolitana do Recife**. 2020. 99f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, UFPE, Recife, 2020.

SANTOS, C. A.; FLORENZANO, T. G.; NORA E. L. D. Estudo geológicogeomorfológico da sub-bacia leste do Araripe com aplicação de variáveis morfométricas derivadas a partir de dados SRTM. In: **Anais... XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 2009.

SARKAR, S.; ROY, A. K.; RAHA, P. Deterministic approach for susceptibility assessment of shallow debris slide in the Darjeeling Himalayas, India. **Catena**, v. 142, p. 36-46, 2016.

SBROGLIA, R. M.; PORATH, P. H. M.; HIGASHI, R. A. R.; OLIVEIRA, F. H. Mapeamento de Áreas Suscetíveis a Deslizamentos Translacionais com o Uso da Ferramenta ASA - Automatic Shalstab Analysis. In: **XII Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas**, Florianópolis, Santa Catarina, Brasil, 2017. **Anais... COBRAE 2017**, Florianópolis/SC, Brasil.

SBROGLIA, R.M.; REGINATTO, G.M.P.; HIGASHI, R.A.R.; GUIMARÃES, R.F. Mapping susceptible landslide areas using geotechnical homogeneous zones with different DEM resolutions in Ribeirão Baú basin, Ilhota/SC/Brazil. **Landslides**. 15, 2093–2106, 2018.

SCHUMM, S. A.; LICHTY, R. W. Time, espace and causality in Geomorphology. **American Journal of Science**, v. 263, p. 110-119, 1965.

SELBY, M. J. **Hillslope: materials & processes**, New York, 1993.

SHAHABI, H.; KHEZRI, S.; AHMAD, B. B.; HASHIM, M. Landslide susceptibility mapping at central Zab basin, Iran: A comparison between analytical hierarchy process, frequency ratio and logistic regression models. **Catena**, v. 115, p. 55–70, abr. 2014.

SIDLE, R.C., PEARCE, A.J., O'LOUGHLIN, C.L. Hillslope stability and land use. Washington: **American Geophysical Union**, 1985 140 p.

SILVA, D. G. **Reconstrução da dinâmica geomorfológica do semiárido brasileiro no quaternário superior a partir de uma abordagem multiproxy**. 2013. 276 f. Tese de Doutorado (Doutorado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, UFPE, Recife, 2013.

SILVA, W. R.S. **Estudo do potencial de colapso do subsolo da região do Parque Granjeiro, Crato - CE**. 2014. 68 f. Monografia (Graduação em Engenharia Civil) Universidade Federal do Cariri, 2014.

SILVA; L. G.; CORRÊA, A. C. B.; LIMA, F. J. Reconstrução paleoambiental do maciço de Água Branca, semiárido de Alagoas, a partir da análise dos sedimentos de encosta. **Geosul**, v. 36, p. 454-475, 2021.

SOETERS, R., VAN WESTEN, C.J. **Slope instability recognition, analysis and zonation**. In: A.K. Turner & R.L. Schuster (Eds). **Landslides Investigation and Mitigation**. Transportation Research Board, National Research Council, Special Report 247, National Academy Press, Washington, D.C., ISA, 1996, pp. 129-177.

SORBINO, G.; SICA, C.; CASCINI L. Susceptibility analysis of shallow landslides source áreas using physically based models. **Natural Hazards**, n. 53, 2010, p. 313-332.

SOUSA, S. G.; SILVA, M. L. G.; PEREIRA, T. M. S.; BARBOSA, M. P.; LISTO, F. L R. Suscetibilidade a escorregamentos e risco de queda de blocos no Geossítio Colina do Horto, Juazeiro do Norte/CE. **Estudos Geográficos, Rio Claro**, 16(2): 193-212, jul./dez. 2018.

SOUZA, M. J. N.; OLIVEIRA, V. P. V. Os enclaves úmidos e sub-úmidos do semi-árido do Nordeste brasileiro. **Mercator - Revista de Geografia da UFC**, v.5, n.9, p. 85-102, Fortaleza, 2006.

STRÍKIS, N. M.; CHIESSI, C. M.; CRUZ, F. W.; *et al.* Timing and structure of Mega-SACZ events during Heinrich Stadial 1. **GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS**, v. 42, p. n/a-n/a, 2015.

STRÍKIS, N. M. NICOLÁS M.; CRUZ, FRANCISCO W., *et al.* South American monsoon response to iceberg discharge in the North Atlantic. **PNAS**. v. 115, n. 15, p. 3788-93. 10 abr. 2018.

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

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology: An introduction to the study of landforms**. 1. ed. Harlow: Pearson Longman, 1991. 537 p.

TABALIPA, N.L.; FIORI, A.P. Influência da vegetação na estabilidade de taludes na bacia do rio Ligeiro (PR). **Geociências**. v. 27, n. 3. f. 387-399, UNESP, 2008.

TAVARES, B. C.; GALVÃO, C. D. Discutindo as possibilidades interpretativas dos estudos paleoclimáticos: o caso da Lagoa do Puiu-PE. **CLIO. Série Arqueológica** (UFPE), v. 31, p. 48-73, 2016.

TEIXEIRA, M.; BATEIRA, C.; MARQUES, F.; VIEIRA, B. Physically based shallow translational landslide susceptibility analysis in Tibo catchment, NW of Portugal. **Landslides**, v. 12, n. 3, p. 455-468, 2015.

TERZAGHI, K.; PECK, R. B. **Soil mechanics in engineering practice**. 2. ed. New York: Wiley International Edition, 1967. 729 p.

TARBOTON, D. G. **Terrain analysis using digital elevation models in hydrology**. In: 23rd ESRI International Users Conference, San Diego, California, 7-11 de Julho 2003.

TOFANI, V., BIOCCHI, G., ROSSI, G. *et al.* Soil characterization for shallow landslides modeling: a case study in the Northern Apennines (Central Italy). **Landslides** 14, 755–770, 2017.

TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; AMARAL R. **Desastres naturais: conhecer para prevenir**. São Paulo: Instituto Geológico São Paulo, 2009. 196 p.

VALERIANO, M. M. **TOPODATA: guia para utilização de dados geomorfológicos locais**. São José dos Campos: INPE, 2008. 72 p.

VANACÔR R.N, ROLIM S.B.A. Mapeamento da suscetibilidade a deslizamentos usando técnicas de estatística bivariada e sistema de informações geográficas na região nordeste do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Porto Alegre, v.13. p.15 – 28, 2012.

VAN WESTEN, C.J., CASTELLANOS ABELLA, E.A., KURIAKOSE, S.L. Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview. **Engineering Geology**, 102, 112-131, 2008.

VARNES, D.J. **Landslide hazard zonation: a review of principles and practice**. UNESCO; Paris, 1984, 63 p.

VIEIRA, B. C. **Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas**. Tese (Tese em Geografia) – UFRJ. Rio de Janeiro, p.193, 2007.

VIEIRA, B. C.; FERNANDES, N. F.; AUGUSTO FILHO, O.; MARTINS, T. D.; MONTGOMERY, D. R. Assessing shallow landslide hazards using the TRIGRS and SHALSTAB models, Serra do Mar, Brazil. **Environmental Earth Sciences**, v. 77, p. 260, 2018.

XAVIER, J. P. S.; LISTO, F. L. R.; NERY, T. D. Escorregamentos no Estado de Pernambuco. **Mercator**, v. 21, p. 1-16, 2022.

WALLINGA, A. M. J.; ANN WINTLE. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. **Radiation Measurements**, 32, 5-6, 2000, 529-533.

WANDERLEY, L. S. A.; SANTOS, C. L. S.; SILVA, O. G. Resgate de estudos paleoambientais sobre o quaternário tardio no semiárido brasileiro. **William Morris Davis - Revista de Geomorfologia**, v. 1, n. 2, 30 de setembro de 2020.

WANG X.F., AULER A.S., EDWARDS R.L., CHENG H., CRISTALLI P.S., SMART P.L., RICHARDS D.A., SHEN C.C. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. **Nature**, 432, 40-43, 2004.

WOLLE, C.M.; CARVALHO, C.S. Deslizamentos em encostas na Serra do Mar - Brasil. **Solos e Rochas**, 12, 27-36, 1989.

WU, T.H.; MCKINNELL, W.P.III.; SWANTON, D.N. Strength of tree roots and landslides on Prince of Wales Island, Alaska. **Canadian Geotechnical Journal**, n. 16, p. 19-33, 1979.

ZAIDAN, R. T.; FERNANDES, N. F. Zoneamento de susceptibilidade a escorregamentos em encostas aplicado a bacia de drenagem urbana do Córrego da Independência - Juiz de Fora (MG). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.10, n.2, 2009.

ZÁRUBA, Q., MENCL, V. Landslides and their control. Amsterdam: **Elsevier**, 1976. 205 p.

ZÊZERE, J. L. **Programa: Dinâmica de Vertentes e Riscos Geomorfológicos**. Lisboa, PT: Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa, 2005.

Zhu, T., Xu, X., & Zhu, A. Spatial variation in the frequency and magnitude of mass movement in a semi-arid, complex-terrain agricultural watershed on the Loess Plateau of China. **Land Degradation & Development**. Dev. 2019;1–12, 2019.

APÊNDICE

MATRIZES DE DECISÃO AHP – CENÁRIOS B1 E B2

Matriz de decisão AHP, autovetor e análise de sensibilidade dos indicadores de suscetibilidade a escorregamentos – Cenário B1

AHP_4 Critérios-B1 [Modo de Compatibilidade] - Microsoft Excel

ARQUIVO PÁGINA INICIAL INSERIR LAYOUT DA PÁGINA FÓRMULAS DADOS REVISÃO EXIBIÇÃO

Q29

ESTRUTURAÇÃO DO AHP - CENÁRIO B1				
Critério	Pluviosidade	Solos	Geologia	Ângulo da encosta
Pluviosidade	1	0,33	1,00	0,50
Solos	3	1	1	1,00
Geologia	1	1	1	0,33
Ângulo da encosta	2	1	3	1
TOTALIZADOR	7	3,33	6,00	2,83

OBS: O Peso que precisamos para realizar a álgebra é a média da matriz de normalização

Matriz de Normalização					TOTAL	MÉDIA	Consistenc y Measure.
Critério	Pluviosidade	Solos	Geologia	Ângulo da encosta			
Pluviosidade	0,14	0,10	0,17	0,18	0,59	0,15	4,1784576
Solos	0,43	0,30	0,17	0,35	1,25	0,31	4,1436266
Geologia	0,14	0,30	0,17	0,12	0,73	0,18	4,1818182
Ângulo da encosta	0,29	0,30	0,50	0,35	1,44	0,36	4,1985981
					Ordem (n):	4	
					RI:	0,89	
					λmax:	4,1756251	
					CI:	0,0585417	
					CR:	0,07	

Matriz de decisão AHP, autovetor e análise de sensibilidade dos indicadores de suscetibilidade a escorregamentos – Cenário B2

AHP_4 Critérios-B2 [Modo de Compatibilidade] - Microsoft Excel

ARQUIVO PÁGINA INICIAL INSERIR LAYOUT DA PÁGINA FÓRMULAS DADOS REVISÃO EXIBIÇÃO

M29

ESTRUTURAÇÃO DO AHP - CENÁRIO B2				
Critério	Ângulo da encosta	Solo	Pluviosidade	Geologia
Ângulo da encosta	1	1,00	0,50	0,33
Solo	1	1	1	0,50
Pluviosidade	2	1	1	1,00
Geologia	3	2	1	1
TOTALIZADOR	7	5,00	3,50	2,83

OBS: O Peso que precisamos para realizar a álgebra é a média da matriz de normalização

Matriz de Normalização					TOTAL	MÉDIA	Consistenc y Measure.
Critério	Ângulo da encosta	Solos	Pluviosidade	Geologia			
Ângulo da encosta	0,14	0,20	0,14	0,12	0,60	0,15	4,0766017
Solo	0,14	0,20	0,29	0,18	0,81	0,20	4,0574113
Pluviosidade	0,29	0,20	0,29	0,35	1,12	0,28	4,0941704
Geologia	0,43	0,40	0,29	0,35	1,47	0,37	4,0973654
					Ordem (n):	4	
					RI:	0,89	
					λmax:	4,0813872	
					CI:	0,0271291	
					CR:	0,03	