



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

SINARA GOMES DE SOUSA

**EVOLUÇÃO DA PAISAGEM GEOMORFOLÓGICA NA BACIA HIDROGRÁFICA  
DO RIO CARIÚS (BHRC), SEMIÁRIDO BRASILEIRO**

Recife

2024

SINARA GOMES DE SOUSA

EVOLUÇÃO DA PAISAGEM GEOMORFOLÓGICA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO  
RIO CARIÚS (BHRC), SEMIÁRIDO BRASILEIRO

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

**Área de concentração:** Regionalização e análise regional

**Orientadora:** Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Danielle Gomes da Silva Listo

Recife

2024

.Catalogação de Publicação na Fonte. UFPE - Biblioteca Central

Sousa, Sinara Gomes de.

Evolução da paisagem geomorfológica na Bacia Hidrográfica do Rio Cariús (BHRC), semiárido brasileiro / Sinara Gomes de Sousa. - Recife, 2024.  
210f.: il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Ciências Humanas e Filosofia, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2024.

Orientação: Danielle Gomes da Silva Listo.

1. Evolução geomorfológica; 2. Inputs climáticos; 3. Depósitos coluviais e aluviais. I. Listo, Danielle Gomes da Silva. II. Título.

UFPE-Biblioteca Central

SINARA GOMES DE SOUSA

**EVOLUÇÃO DA PAISAGEM GEOMORFOLÓGICA NA BACIA HIDROGRÁFICA  
DO RIO CARIÚS (BHRC), SEMIÁRIDO BRASILEIRO**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de doutora em geografia. Área de concentração: regionalização e análise regional.

Aprovada em: 21/08/2024.

**BANCA EXAMINADORA**

Profa. Dra. Danielle Gomes da Silva Listo (Orientadora – Examinadora Interna)  
Universidade Federal de Pernambuco

Profa. Dra. Simone Cardoso Ribeiro (Examinadora Externa)  
Universidade Regional do Cariri

Profa. Dra. Maria Daniely Freire Guerra (Examinadora Externa)  
Universidade Regional do Cariri

Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro Santos (Examinador Externo)  
Universidade Federal do Paraná

Profa. Dra. Rhaissa Francisca Tavares de Melo Balder (Examinadora Externa)  
Faculdade Santíssima Trindade

Dedico aos meus pais, Cícera e Chagas, pela bravura com a qual enfrentaram a vida e por acreditarem na educação como meio de transformação da vida dos seus sete filhos. Vocês são o nosso maior exemplo de força e honestidade. Obrigada por tudo!

## AGRADECIMENTOS

### **Em primeiro lugar, gostaria de fazer um agradecimento especial à minha família:**

Ao meu pai, Chagas, e à minha mãe, Cícera. Às minhas irmãs Cíntia, Xislene, Cimone e Lana, e meus irmãos, Ronaldo e Raimundo. Obrigada por serem fonte de apoio incondicional.

Ao meu amor, Cláudio Smalley, pelo companheirismo, força e incentivo durante a realização deste trabalho. Obrigada por estar e ser presente em todos os momentos da minha vida, e por tornar tudo mais leve e feliz. Obrigada por ser meu lar e lugar no mundo. Te amo.

Às crianças da minha vida: minhas sobrinhas, Hellen Cristina, Isadora, Maria Clara, Iara e Maria Alice, e meus sobrinhos, João Gabriel e Samuel. Minha afilhada, Gisele, e meu afilhado, Gael. Obrigada por iluminarem os meus dias.

Às minhas cunhadas Melres, Gabrielle, Jéssica e Kyhara, por todo o carinho e amizade. Vocês são as irmãs que a vida me presenteou. Aos meus cunhados Edi, Júnior, Eliézio e Anderson, pela amizade e cuidado com a nossa família.

À minha sogra, Neuma, e ao meu sogro, Claudionor, pelo carinho e acolhimento.

Por fim, aos meus peludinhos de estimação, por serem a minha fonte inesgotável de amor e felicidade.

Sou muito feliz por fazer parte dessa família gigante. Amo vocês.

### **Destino meus agradecimentos àquelas e àqueles que contribuíram diretamente com a realização deste trabalho:**

Primeiramente, à minha querida orientadora, Profa. Dra. Danielle Gomes da Silva Listo, pelas orientações e pela convivência amigável, paciente e compreensiva. Obrigada por confiar em mim, me acolher e acreditar no meu potencial. A forma como você conduziu o processo de orientação, me dando espaço e tempo para escrever, amadurecer profissionalmente e cuidar da minha saúde, contribuiu imensamente para o êxito deste trabalho.

Agradeço à banca examinadora, composta pelas professoras Dra. Simone Ribeiro, Dra. Daniely Guerra e Dra. Rhaissa Balder, e pelo professor Dr. Leonardo Santos, pelas inestimáveis contribuições. Agradeço também à Profa. Dra. Vânia Rosolen pelas valiosas contribuições no exame de qualificação.

À minha mãe acadêmica, Profa. Dra. Simone Ribeiro, por ter agarrado a minha mão lá em 2013, ainda na graduação, e ter me guiado pelos caminhos da pesquisa acadêmica e da vida.

Sou muito grata por todos os ensinamentos e pela valiosa amizade que construímos ao longo desses anos.

Novamente agradeço ao meu pai, Chagas, por ser o motorista oficial de todos os campos e por prestar um enorme auxílio nas coletas mais difíceis. Obrigada por tudo, pai!

Agradeço aos amigos e amigas, Vinícius Luna, João Victor Silva, Ranielly Macedo, Josielly Brasil e Thiago Lima, pelas inestimáveis contribuições em campo, pelas conversas descontraídas do dia a dia e pelos momentos compartilhados. Vocês são incríveis!

Agradeço à amiga e colega de doutorado, Larissa Santos, pela ajuda com o tratamento estatístico dos dados de sedimentologia.

Ao psicólogo Alexandre Teles, por me guiar no processo de entendimento, organização e de cuidados com a minha saúde mental e emocional.

**Aos espaços e instituições, agradeço:**

À Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, especialmente ao Programa de Pós-graduação em Geografia - PPGeo/UFPE.

À Pró-Reitoria de Pesquisa e Inovação - PROPESQI/UFPE, pela concessão de auxílio financeiro para os trabalhos de campo.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, pela concessão de bolsa de doutorado pelo período de 27 meses.

Ao Grupo de Estudos em Mapeamento Geomorfológico e do Quaternário Continental – GEODEQ/UFPE.

À Universidade Regional do Cariri, especialmente ao Laboratório de Geomorfologia e Pedologia - GEOPED e ao Departamento de Geociências - DEGEO, onde atuei como professora substituta por dois anos.

Ao Laboratório de Geologia e Geomorfologia Costeira e Oceânica – LGCO, da Universidade Estadual do Ceará, na pessoa do Prof. Dr. Davis Pereira de Paula, por ter concedido o espaço e os equipamentos do laboratório para as análises sedimentológicas. Agradeço ao Dr. Eduardo e à bolsista Hadassah Carvalho, especialmente, por todo o auxílio prestado durante o processo das análises.

À Empresa de Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda, pelo serviço prestado.

“[...] Os rios que ainda não foram asfixiados nas cidades seguem correndo no Cerrado, nas florestas, na Mata Atlântica e no Pantanal – todos biomas flagelados – e são os primeiros a terem os corpos apropriados pela fúria de certos humanos em suas atividades incessantes: essa gente que está empestando o planeta só percebe os rios como potencial energético para construção de barragens ou como volume de água a ser usado na agricultura, e assim, o Brasil segue exportando sua água através de grãos e minério. Tratam os rios de maneira tão desrespeitosa que dá a impressão de que sofreram um colapso afetivo em relação as preciosidades que a vida nos proporciona aqui na Terra [...]” (KRENAK, 2022, p. 22).

“Não haverá verdadeira resposta à crise ecológica a não ser em escala planetária e com a condição de que se opere uma autêntica revolução política, social e cultural reorientando os objetivos da produção de bens materiais e imateriais. Essa revolução deverá concernir, portanto, não só às relações de forças visíveis em grande escala, mas também aos domínios moleculares de sensibilidade, de inteligência e de desejo” (GUATARRI, 2012, p. 9).

## RESUMO

Esta tese buscou compreender a dinâmica paleoclimática e suas implicações na evolução geomorfológica na Bacia Hidrográfica do Rio Cariús (BHRC), sul do Estado do Ceará, durante o período correspondente ao Pleistoceno Superior e Holoceno, utilizando como ferramentas os indicadores paleoambientais aprisionados nos depósitos sedimentares colúviais e alúviais. Para tanto, executou-se os procedimentos metodológicos seguintes: mapeamentos multitemáticos, mapeamento geomorfológico e caracterização dos ambiente deposicionais, atividades de campo para a coleta e análise morfoestratigráfica das seções deposicionais, exames sedimentológicos em laboratório, e datações por meio do método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). O quadro geoambiental da BHRC se apresenta de maneira complexa devido a sua dimensão territorial (2.262 km<sup>2</sup>) e localização geográfica, pois está inserida em dois domínios morfoestruturais com comportamentos hidrogeológicos comandados por características geológicas, geomorfológicas e climáticas distintas. O alto curso está inserido na Bacia Sedimentar do Araripe, nos setores de encosta de um amplo anfiteatro erosivo do Planalto Sedimentar do Araripe, enquanto os setores do médio e baixo curso estão inseridos no complexo cristalino da Superfície Sertaneja. Como resultados, a geocronologia indicou a ocorrência de eventos deposicionais pontuais com idades de 25.115 anos A.P., 20.970 anos A.P., 12.135 anos A.P., 5.830 anos A.P., 5.690 anos A.P., 2.710 anos A.P., 820 anos A.P. e 510 anos A.P. A análise sedimentológica e morfoestratigráfica apontou que os depósitos foram formados por movimentos de massa de alta atividade hidrodinâmica, como fluxos de lama de moderada a baixa energia, e fluxos de detritos de moderada a alta energia, impulsionados por eventos pluviométricos torrenciais de alta magnitude e baixa recorrência. A cronocorrelação das idades desta tese com as idades de Lima (2015), Guerra (2019) e Bispo (2022) posicionou os depósitos sob contextos paleoclimáticos semelhantes, cujos os processos deposicionais foram engatilhados pelos mesmos inputs climáticos, no entanto, as idades absolutas, apesar de próximas, não são correspondentes. De modo geral, a evolução geomorfológica na Bacia Hidrográfica do Rio Cariús se deu em momentos de tensionamento e desestabilização do sistema morfogenético, impostos pelas oscilações globais/regionais de temperatura e umidade em resposta às forçantes orbitais, cósmicas, oceânicas, vulcânicas e atmosféricas, responsáveis pelo desencadeamento de eventos climáticos como os Ciclos Dansgaard-Oeschger, Eventos Heinrich, Younger Dryas, Ótimo Climático do Holoceno, Pequena Idade do Gelo entre outros.

**Palavras-chave:** Evolução geomorfológica; Inputs climáticos; Depósitos colúviais e alúviais.

## ABSTRACT

This thesis sought to understand the paleoclimatic dynamics and their implications on the geomorphological evolution of the Cariús River Basin (BHRC), in the south of the state of Ceará, during the period corresponding to the Upper Pleistocene and Holocene, using as tools the paleoenvironmental indicators trapped in the colluvial and alluvial sedimentary deposits. To this end, the following methodological procedures were carried out: multithematic mapping, geomorphological mapping and characterization of the depositional environment, field activities for the collection and morphostratigraphic analysis of the depositional sections, sedimentological examinations in the laboratory, and dating using the Optically Stimulated Luminescence (OSL) method. The geoenvironmental framework of the BHRC is complex due to its territorial size (2,262 km<sup>2</sup>) and geographic location, as it is inserted in two morphostructural domains with hydrogeological behaviors controlled by distinct geological, geomorphological and climatic characteristics. The upper course is inserted in the Araripe Sedimentary Basin, in the slope sectors of a wide erosive amphitheater of the Araripe Sedimentary Plateau, while the middle and lower course sectors are inserted in the crystalline complex of the Sertaneja Surface. As results, the geochronology indicated the occurrence of punctual depositional events with ages of 25,115 years BP, 20,970 years BP, 12,135 years BP, 5,830 years BP, 5,690 years BP, 2,710 years BP, 820 years BP and 510 years BP. The sedimentological and morphostratigraphic analysis indicated that the deposits were formed by mass movements of high hydrodynamic activity, such as moderate to low energy mudflows, and moderate to high energy debris flows, driven by torrential rainfall events of high magnitude and low recurrence. The chronocorrelation of the ages of this thesis with those of Lima (2015), Guerra (2019) and Bispo (2022) positioned the deposits under similar paleoclimatic contexts, whose depositional processes were triggered by the same climatic inputs. However, the absolute ages, although close, do not correspond. In general, the geomorphological evolution in the Cariús River Basin occurred at times of tension and destabilization of the morphogenetic system, imposed by global/regional oscillations of temperature and humidity in response to orbital, cosmic, oceanic, volcanic and atmospheric forcings, responsible for triggering climatic events such as the Dansgaard-Oeschger Cycles, Heinrich Events, Younger Dryas, Holocene Climatic Optimum, Little Ice Age, among others.

**Keywords:** Geomorphological evolution; Climatic inputs; Colluvial and alluvial deposits.

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Mapa de Localização da área de estudo.....	26
<b>Figura 2.</b> A geomorfologia e seu caráter articulador das dimensões físicas e sociais.....	30
<b>Figura 3.</b> Subdivisões do Sistema Fluvial .....	62
<b>Figura 4.</b> Fluxograma síntese da metodologia da pesquisa .....	65
<b>Figura 5.</b> Fluxograma da metodologia para o mapeamento das unidades de paisagem.....	68
<b>Figura 6.</b> Procedimentos metodológicos executados em campo, com destaque para: A- Coleta de sedimento coluvial para datação por LOE; B- Análise estratigráfica do perfil aluvial; C- Tubos de PVC em perfil estratigráfico aluvial; D- Produtos da coleta para análise sedimentológica.....	70
<b>Figura 7.</b> Mapa de localização dos perfis estratigráficos amostrados .....	73
<b>Figura 8.</b> Diagrama para comparação visual dos diferentes graus de arredondamento e esfericidade dos grãos.....	79
<b>Figura 9.</b> Mapa de Distribuição da Média Pluviométrica Anual.....	86
<b>Figura 10.</b> Mapa de Temperatura de Superfície.....	89
<b>Figura 11.</b> Mapa Cronolitoestratigráfico da Bacia Sedimentar do Araripe.....	97
<b>Figura 12.</b> Legenda do Mapa Cronolitoestratigráfico da Bacia Sedimentar do Araripe .....	98
<b>Figura 13.</b> Mapa de Geologia .....	100
<b>Figura 14.</b> Mapa de Padrões de Drenagem.....	102
<b>Figura 15.</b> Hidrologia subterrânea da Bacia do Araripe.....	103
<b>Figura 16.</b> Mapas de Hipsometria e Declividade .....	106
<b>Figura 17.</b> Relevo controlado pelos lineamentos estruturais, com destaque para: A- Alinhamento simétrico das cristas residuais; B- Alvéolo encaixado entre as cristas.....	107
<b>Figura 18.</b> Planalto Sedimentar do Araripe, com destaque para: A- Anfiteatro erosivo e Glacis de erosão; B- Topo plano e encostas dissecadas .....	108
<b>Figura 19.</b> Mapa de Unidades de Paisagens .....	112
<b>Figura 20.</b> Mapa das Classes de Solos. ....	115
<b>Figura 21.</b> Gradiente fitofisionômico da Caatinga .....	116
<b>Figura 22.</b> Mapa de Cobertura e Uso do Solo .....	117
<b>Figura 23.</b> Mapa Geomorfológico .....	119
<b>Figura 24.</b> Canal principal do Rio Cariús, com destaque para a carga de fundo do leito e aporte de água em: A- Alto curso (foto capturada em agosto de 2023); B- Médio curso (foto capturada em novembro de 2022).....	120

<b>Figura 25.</b> Perfil Longitudinal do Rio Cariús com destaque para os depósitos aluviais .....	121
<b>Figura 26.</b> Ambiente de coleta do Alúvio Rio Cariús (ARC). A- Perfis topográficos, com destaque para o ponto de coleta; B- Perfil estratigráfico.....	122
<b>Figura 27.</b> Ambiente de coleta do Alúvio Cariutaba (AC). A- Perfis topográficos, com destaque para o ponto de coleta; B- Perfil estratigráfico.....	123
<b>Figura 28.</b> Escarpa Erosiva, com destaque para: A- movimento de massa do tipo queda de blocos; B- Feições ruiformes.....	124
<b>Figura 29.</b> Ambiente de coleta do Colúvio Entrada da Barra (CEB). A- Perfis topográficos, com destaque para o ponto de coleta; B- Perfil estratigráfico.....	125
<b>Figura 30.</b> Glacis de erosão .....	126
<b>Figura 31.</b> Platô Conservado, com destaque para: A- Cimeira tabuliforme; B e C- Perfis lateríticos .....	127
<b>Figura 32.</b> Encosta da Serra do Quincuncá, com destaques para as vertentes com formato de facetas triangulares (fotos capturadas durante a estação seca).....	128
<b>Figura 33.</b> Cabeceiras de drenagem (fotos capturadas durante a estação chuvosa).....	129
<b>Figura 34.</b> Ambiente de coleta do Colúvio Serra do Quincuncá (CSQ). A- Perfis topográficos, com destaque para o ponto de coleta; B- Perfil estratigráfico.....	129
<b>Figura 35.</b> Ambiente de coleta do Colúvio Ladeira da Serra (CLS). A- Perfis topográficos, com destaque para o ponto de coleta; B- Perfil estratigráfico.....	130
<b>Figura 36.</b> Morros e Colinas Isoladas, com destaque para a correspondência das feições em: A- imagem do Google Earth Pro; B- foto capturada pela autora .....	131
<b>Figura 37.</b> Cristas Residuais, com destaque para: A- Sucessão de cristas alinhadas na direção SW-NE e, ao fundo, a Chapada do Araripe; B- Vale encaixado entre as Cristas .....	132
<b>Figura 38.</b> Superfície Sertaneja, com destaque para: A- Vista a partir da Serra do Quincuncá; B- Vista para a Serra do Quincuncá .....	133
<b>Figura 39.</b> Badlands, com destaque para: A e B- afloramento da superfície de intemperismo basal com cobertura detrítica; C- Feições ruiformes; D- Erosão regressiva com solapamento da base; E- Voçoroca com colapso lateral de vertente por movimento de massa; F- Bifurcação de voçorocas .....	135
<b>Figura 40.</b> Ambiente de coleta do Colúvio Voçoroca dos Oitis (CVO). A- Perfis topográficos, com destaque para o ponto de coleta; B- Perfil estratigráfico.....	136
<b>Figura 41.</b> Morfoestratigrafia do Perfil CEB, com destaque para: A- Estratigrafia do perfil; B- Geomorfologia do ambiente deposicional; C- Diagrama de Shepard (1954); D- Diagrama de Pejrup (1988).....	146

<b>Figura 42.</b> Morfoestratigrafia do perfil ARC, com destaque para: A- Estratigrafia do perfil; B- Geomorfologia do ambiente deposicional; C- Diagrama de Shepard (1954); D- Diagrama de Pejrup (1988).....	151
<b>Figura 43.</b> Morfoestratigrafia do perfil AC, com destaque para: A- Estratigrafia do perfil; B- Geomorfologia do ambiente deposicional; C- Diagrama de Shepard (1954); D- Diagrama de Pejrup (1988).....	157
<b>Figura 44.</b> Cascalheira basal com presença de seixos arredondados no depósito AC, com destaque para: A- Perfil coletado; B- Vertente oposta ao perfil de coleta. ....	159
<b>Figura 45.</b> Morfoestratigrafia do perfil CLS, com destaque para: A- Estratigrafia do perfil; B- Geomorfologia do ambiente deposicional; C- Diagrama de Shepard (1954); D- Diagrama de Pejrup (1988).....	163
<b>Figura 46.</b> Fluxos à montante do depósito CLS .....	165
<b>Figura 47.</b> Representação dos processos morfogenéticos formativos do depósito CLS .....	166
<b>Figura 48.</b> Morfoestratigrafia do perfil CVO, com destaque para: A- Estratigrafia do perfil; B- Geomorfologia do ambiente deposicional; C- Diagrama de Shepard (1954); D- Diagrama de Pejrup (1988).....	169
<b>Figura 49.</b> Ilustração sobre a origem dos fluxos atuantes na formação do depósito CVO....	171
<b>Figura 50.</b> Curva de Paleotemperatura de Vostok para a área de estudo e eventos paleoclimáticos associados .....	174
<b>Figura 51.</b> Anomalias de temperatura durante os últimos 2.000 anos A.P. ....	179
<b>Figura 52.</b> Mapa de cronocorrelação da dinâmica geomorfológica quaternária na área de estudo e entorno .....	184

## LISTA DE QUADROS

<b>Quadro 1.</b> Síntese histórica dos principais nomes e suas contribuições ao desenvolvimento do pensamento geomorfológico, do século XVIII ao século XX.....	36
<b>Quadro 2.</b> Divisão dos procedimentos metodológicos da pesquisa em etapas. ....	64
<b>Quadro 3.</b> Bases cartográficas utilizadas na produção dos mapas multitemáticos .....	66
<b>Quadro 4.</b> Caracterização geral dos perfis estratigráficos amostrados.....	72
<b>Quadro 5.</b> Compartimentação geomorfológica da BHRC .....	118
<b>Quadro 6.</b> Morfometria e morfoscopia do perfil CEB .....	145
<b>Quadro 7.</b> Morfometria e morfoscopia do perfil ARC.....	150
<b>Quadro 8.</b> Morfometria e morfoscopia do perfil AC .....	156
<b>Quadro 9.</b> Morfometria e morfoscopia do perfil CLS.....	162
<b>Quadro 10.</b> Morfometria e morfoscopia do perfil CVO.....	168
<b>Quadro 11.</b> Cenários de evolução geomorfológica na BHRC .....	180
<b>Quadro 12.</b> Cronocorrelação da dinâmica paleogeomorfológica na BHRC e entorno .....	182
<b>Quadro 13.</b> Quadro síntese dos resultados .....	207

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1.</b> Valores quantitativos para descrição do grau de seleção.....	77
<b>Tabela 2.</b> Valores quantitativos para descrição do grau de assimetria .....	78
<b>Tabela 3.</b> Valores quantitativos para descrição de valores de curtose.....	78
<b>Tabela 4.</b> Geocronologia dos sedimentos .....	138
<b>Tabela 5.</b> Concentração de isótopos radioativos de Urânio (U-235), Tório (Th-232) e Potássio (K-40) nas amostras do perfil estratigráfico CSQ. ....	139
<b>Tabela 6.</b> Classificação textural para o perfil CEB de acordo com Folk e Ward (1957) .....	145
<b>Tabela 7.</b> Classificação quanto ao grau de seleção, assimetria e curtose do perfil CEB.....	147
<b>Tabela 8.</b> Classificação textural para o perfil ARC de acordo com Folk e Ward (1957).....	149
<b>Tabela 9.</b> Classificação quanto ao grau de seleção, assimetria e curtose do perfil ARC .....	152
<b>Tabela 10.</b> Classificação textural para o perfil AC, de acordo com Folk e Ward (1957).....	155
<b>Tabela 11.</b> Classificação quanto ao grau de seleção, assimetria e curtose do perfil AC .....	158
<b>Tabela 12.</b> Classificação textural para o perfil CLS de acordo com Folk e Ward (1957).....	162
<b>Tabela 13.</b> Classificação quanto ao grau de seleção, assimetria e curtose do perfil CLS .....	164
<b>Tabela 14.</b> Classificação textural para o perfil CVO de acordo com Folk e Ward (1957)....	167
<b>Tabela 15.</b> Classificação quanto ao grau de seleção, assimetria e curtose do perfil CVO ....	170

## LISTA DE GRÁFICOS

<b>Gráfico 1.</b> Pluviometria Média Anual do ano de 2023 na BHRC .....	87
<b>Gráfico 2.</b> Classes texturais em porcentagem de cada amostra .....	140
<b>Gráfico 3.</b> Histogramas e Curvas Cumulativas por amostra .....	142
<b>Gráfico 4.</b> Distribuição granulométrica da amostra CEB-60.....	144
<b>Gráfico 5.</b> Comparativo da distribuição granulométrica entre as amostras do perfil ARC...	149
<b>Gráfico 6.</b> Comparativo da distribuição granulométrica entre as amostras do perfil AC.....	155
<b>Gráfico 7.</b> Comparativo da distribuição granulométrica entre as amostras do perfil CLS....	161
<b>Gráfico 8.</b> Comparativo da distribuição granulométrica entre as amostras do perfil CVO...	168
<b>Gráfico 9.</b> Relação entre as idades e a posição altimétrica dos depósitos .....	172

## LISTA DE ABREVIACÕES E SIGLAS

AP	Antes do Presente
AC	Alúvio Cariutaba
ARC	Alúvio Rio Cariús
CCM	Complexos Convectivos de Mesoescala
CEB	Colúvio Entrada da Barra
CLS	Colúvio Ladeira da Serra
CSQ	Colúvio Serra do Quincuncá
CVO	Colúvio Voçoroca dos Oitis
DO	<i>Dansgaard-Oeschger</i>
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
BHRC	Bacia Hidrográfica do Rio Cariús
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa e Agropecuária
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
GPS	<i>Global Positioning System</i>
H1	<i>Heirinch 1</i>
H2	<i>Heirinch 2</i>
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IPECE	Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará
LOE	Luminescência Opticamente Estimulada
MDE	Modelo Digital de Elevação
MDT	Modelo Digital do Terreno
PIG	Pequena Idade do Gelo
PPM	Partículas Por Milhão
SAR	<i>Single Aliquot Regeneration</i>
SGB	Serviço Geológico do Brasil
SIBCS	Sistema Brasileiro de Classificação do Solo
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SIRGAS	Sistema de Referência Geográfica das Américas
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
UMG	Último Máximo Glacial

UP	Unidade de Paisagem
UTM	Universal Transversa de Mercator
VCAN	Vórtices Ciclônicos do Atlântico Norte
YD	<i>Younger Dryas</i>
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	21
1.1 JUSTIFICATIVA .....	22
1.2 OBJETIVOS DA PESQUISA .....	24
1.3 ÁREA DE ESTUDO.....	25
1.4 ESTRUTURA DA TESE.....	27
<b>2 DISCUSSÕES TEÓRICAS ACERCA DA GEOMORFOLOGIA DO QUATERNÁRIO</b> .....	28
2.1 A EVOLUÇÃO DO PENSAMENTO GEOMORFOLÓGICO: CONTEXTO HISTÓRICO-GEOGRÁFICO .....	29
2.2 A PERSPECTIVA CLIMÁTICA E A ESCALA TEMPORAL NA ANÁLISE DO FENÔMENO GEOMORFOLÓGICO.....	38
2.3 EVOLUÇÃO DA PAISAGEM E A PERSPECTIVA SISTÊMICA EM GEOMORFOLOGIA.....	46
2.4 A DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA QUATERNÁRIA NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO .....	54
2.5 COMPLEXIDADE AMBIENTAL DOS SISTEMAS FLUVIAIS SEMIÁRIDOS .....	59
<b>3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS</b> .....	64
3.1 LEVANTAMENTO DE DADOS E PRODUÇÃO CARTOGRÁFICA.....	66
3.2 TRABALHOS DE CAMPO .....	69
3.3 ANÁLISE MORFOESTRATIGRÁFICA .....	74
3.4 ANÁLISE DAS PROPRIEDADES SEDIMENTOLÓGICAS .....	75
3.4.1 Análise granulométrica dos sedimentos.....	75
3.4.2 Análise morfooscópica e morfométrica dos sedimentos.....	78
3.5 GEOCRONOLOGIA DOS SEDIMENTOS POR LUMINESCÊNCIA ÓPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE) .....	80
<b>4 COMPLEXIDADE DA PAISAGEM ATUAL NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CARIÚS</b> .....	84
4.1 CONDICIONANTES CLIMÁTICOS REGIONAIS E LOCAIS .....	84
4.2 CONFIGURAÇÃO HIDROGEOLOGICA E GEOMORFOLÓGICA.....	90
4.3 INTERAÇÕES GEOBOTÂNICAS E APROPRIAÇÃO CULTURAL DA NATUREZA .....	109
<b>5 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E CARACTERIZAÇÃO DOS AMBIENTES DEPOSICIONAIS</b> .....	118
5.1 PLANÍCIES FLUVIAIS.....	120
5.2 PLANALTO SEDIMENTAR DO ARARIPE.....	124
5.3 DEPRESSÃO PERIFÉRICA.....	126
5.4 MACIÇO DO QUINCUNCÁ.....	127

5.5 SUPERFÍCIE SERTANEJA.....	132
<b>6 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E DINÂMICA PALEOCLIMÁTICA.....</b>	<b>137</b>
6.1 MORFODINÂMICA PRETÉRITA: CORRELAÇÕES ENTRE SEDIMENTOLOGIA, MORFOESTRATIGRAFIA E GEOCRONOLOGIA.....	140
6.1.1 Perfil estratigráfico Colúvio Entrada da Barra - CEB.....	143
6.1.2 Perfil estratigráfico Alúvio Rio Cariús - ARC.....	148
6.1.3 Perfil estratigráfico Alúvio Cariutaba - AC.....	154
6.1.4 Perfil estratigráfico Colúvio Ladeira da Serra - CLS.....	160
6.1.5 Perfil estratigráfico Colúvio Voçoroca dos Oitis - CVO.....	167
6.2 DINÂMICA PALEOCLIMÁTICA E MORFOGENÉTICA DOS ÚLTIMOS 26.000 ANOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CARIÚS.....	171
6.3 CRONOCORRELAÇÃO DA DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA QUATERNÁRIA NA ÁREA DE ESTUDO E ENTORNO.....	181
<b>7 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>188</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>192</b>
<b>APÊNDICE.....</b>	<b>206</b>
APÊNDICE I - QUADRO SÍNTESE DOS RESULTADOS.....	207
<b>ANEXOS.....</b>	<b>208</b>
ANEXO I – CÁLCULO DE CONCENTRAÇÕES DE ATIVIDADE E AVALIAÇÃO DE ISENÇÃO.....	209
ANEXO II - ORIENTAÇÃO TÉCNICA PARA O MANUSEIO DAS AMOSTRAS.....	210

## 1 INTRODUÇÃO

Em um contexto de mudanças climáticas, entender a dinâmica pretérita do clima através de vestígios aprisionados na paisagem se tornou uma preocupação frequente no meio científico e acadêmico. Ao longo da história evolutiva do nosso planeta, o clima vem apresentando um comportamento cíclico, ora frio e seco (glaciais), ora quente e úmido (interglaciais), e episódico com a ocorrência de inputs climáticos de alta magnitude e baixa recorrência que reconfiguraram o funcionamento dos sistemas naturais.

Durante bilhões de anos essa dinâmica climática foi condicionada por fatores naturais de ordem orbital, tectônica, vulcânica, cósmica etc., promovendo transformações nas configurações ecológicas, biogeográficas e geomorfológicas do planeta. Compreender as mudanças climáticas e ambientais pode contribuir para elucidar como os sistemas ambientais poderão evoluir frente às inúmeras variáveis responsáveis pela crise climática do presente e seus possíveis impactos para a humanidade, sobretudo, nos ambientes semiáridos.

O semiárido brasileiro apresenta em seu quadro socioambiental complexidades relacionadas, sobretudo, ao regime climático vigente, caracterizado pela irregularidade espaço-temporal das chuvas e pelas altas taxas de insolação, garantindo temperaturas elevadas ao longo de todo o ano. Além disso, grande parte do território do semiárido brasileiro é geomorfológicamente influenciada pela estrutura geológica cristalina, cortada por falhas e lineamentos estruturais, e intensamente dissecada pelos agentes climáticos e fluviais.

Registros dessa longa história erosiva e deposicional ficam aprisionados nos modelados de agradação, responsáveis por estocar os sedimentos transportados por processos geomorfológicos deflagrados por agentes de natureza climática, fluviais, ou simplesmente pela força gravitacional. No entanto, quando se trata do semiárido brasileiro, em que predominam processos mecânicos, rios efêmeros e intermitentes, e mantos de intemperismo incipientes, a ocorrência de depósitos quaternários expressivos é considerada atípica, pois os fatores geológicos e climáticos atuais não permitem a formação e desenvolvimento dessas feições. Portanto, sua origem está intimamente ligada às flutuações climáticas sucedidas durante o período Quaternário.

Quando se trata da investigação da história evolutiva das dinâmicas superficiais da paisagem, a Geomorfologia do Quaternário fornece aparatos teóricos, metodológicos e técnicos para embasar pesquisas que visam reconstituir as condições e processos que modelaram a paisagem geomorfológica atual, a partir da análise de seus depósitos correlatos, além de desvendar o comportamento dos sistemas climáticos nos últimos milhões de anos.

De modo geral, os depósitos quaternários, sejam eles continentais ou oceânicos, são considerados instrumentos valiosos para a reconstituição paleoambiental, pois funcionam como indicadores da dinâmica geomorfológica e climática recente devido às informações que ficam aprisionadas em sua estrutura, portanto, auxiliam na compreensão de como os sistemas ambientais funcionavam e como evoluíram no decorrer do período Quaternário.

Os ambientes fluviais apresentam, sobretudo em setores não confinados ou parcialmente confinados<sup>1</sup>, depósitos aluviais acomodados em suas planícies de inundação ou em terraços fluviais, assim como as encostas de planaltos e serras abrigam em suas vertentes depósitos coluviais. Ambos, dentro das unidades geoambientais das bacias hidrográficas, possuem uma conexão hidrossedimentológica a partir da relação entre as encostas das cabeceiras de drenagem e os canais.

Tais depósitos abrigam elementos-chave para o entendimento da dinâmica climática e geomorfológica pretérita, pois são o resultado de uma longa história erosiva e deposicional controlada por inputs climáticos e por fatores inerentes a cobertura da terra. Desse modo, os depósitos aluviais são objeto de investigação nesta pesquisa, juntamente com os depósitos coluviais, dada a conexão mantida entre os canais e as encostas.

Para atender aos objetivos desta tese, optou-se por utilizar desse aparato investigativo para compreender a dinâmica paleoclimática e paleogeomorfológica ocorrida durante o período Quaternário, mais especificamente entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno, tendo como objeto de análise os marcadores temporais dos processos superficiais da paisagem aprisionados nas áreas de estocagem de sedimentos da Bacia Hidrográfica do Rio Cariús (BHRC).

## 1.1 JUSTIFICATIVA

A presente pesquisa justifica-se por quatro razões distintas:

1) Pela importância da investigação da evolução das paisagens geomorfológicas em ambientes fluviais semiáridos que são, para as pesquisas em geografia e geomorfologia, campos relevantes em termos de riqueza de informações sobre as modificações ambientais espaço-temporais, sejam decorrentes da dinâmica dos sistemas naturais ao longo do tempo geológico ou mesmo pela interferência da apropriação cultural histórica;

---

<sup>1</sup> Classificação de estilos fluviais elaborada por Brierley e Fryirs (2005) para canais fluviais, com base em parâmetros morfológicos e hidrodinâmicos.

2) Pela carência de estudos desta natureza para a Bacia Sedimentar do Araripe e para o semiárido brasileiro, com seus maciços cristalinos interrompendo a planura das Superfícies Sertanejas;

3) Pela necessidade de investigação sobre a ocorrência de depósitos quaternários tão expressivos em um contexto climático que não permite a formação de profundos mantos de intemperismo e intensa remobilização desse material.

4) Pela necessidade de conservação dos depósitos e seus registros paleoambientais. A economia base dos municípios que integram a bacia é majoritariamente obtida através das atividades agropecuárias e de extrativismo vegetal e mineral, que são realizadas sobre os depósitos aluviais e coluviais, dadas as condições topográficas, pedológicas e de concentração de umidade que oferecem. Desse modo, os depósitos e seus registros podem ser descaracterizados ou mesmo removidos da paisagem.

Pesquisas importantes comprovaram que no Nordeste do Brasil encontram-se importantes registros das mudanças ambientais no Quaternário responsáveis pela elaboração do relevo aprisionados em sedimentos, evidenciando a existência de ciclos úmidos alternados com fases áridas e semiáridas, e de inputs climáticos de alta magnitude e baixa recorrência (AB'SABER, 1957; 1998; 2003; CORRÊA, 2001; SILVA, 2013; LIMA, 2015; SILVA, 2016).

A partir de leituras e reflexões delineadas em torno do objeto de pesquisa desta tese, várias questões foram surgindo e assumindo um papel fundamental no direcionamento dos caminhos trilhados aqui. Dentre tantas, foram elencadas as principais com potencial para se desvendar os arranjos da evolução da paisagem geomorfológica da BHRC. São elas:

- I. Quais processos geomorfológicos foram responsáveis pela estruturação das feições deposicionais da área de estudo?
- II. Quais condições climáticas predominavam no período de formação dos depósitos sedimentares?
- III. Qual o papel dos inputs climáticos de alta magnitude e baixa recorrência na morfodinâmica quaternária da BHRC?
- IV. O conjunto de metodologias e técnicas adotadas são adequadas e eficientes para reconstituição da dinâmica e evolução da paisagem geomorfológica da bacia?

A escolha da área de pesquisa justifica-se pela existência depósitos coluviais e aluviais aprisionados nas rampas coluviais dos interflúvios que circundam a bacia e nos espaços de acomodação nas planícies de inundação do rio Cariús, propiciados pelo por um conjunto de falhas e zonas de cisalhamento que atuam no controle estrutural da drenagem e na produção desses espaços de acomodação.

Portanto, como **hipótese**, defende-se que a formação dos depósitos colúviais e alúviais investigados nesta tese tenha se dado em um contexto climático de semiaridez, com ocorrência de chuvas torrenciais capazes de mobilizar uma grande massa de material inconsolidado e mal selecionado de dimensões granulométricas variadas, assim como verificado em outras pesquisas que abordaram diferentes recortes espaciais do semiárido brasileiro.

## 1.2 OBJETIVOS DA PESQUISA

Esta pesquisa tem como objetivo geral reconstituir a dinâmica e evolução geomorfológica na da área que compreende a Bacia Hidrográfica do Rio Cariús (BHRC), durante o intervalo temporal correspondente ao Pleistoceno Superior e Holoceno, utilizando como ferramenta os indicadores paleoambientais aprisionados nos depósitos sedimentares colúviais e alúviais do sistema fluvial em análise, durante os inputs paleoclimáticos quaternários.

Para atender ao objetivo geral, foram delimitados cinco objetivos específicos. São eles:

- Compreender a dinâmica e funcionamento da paisagem através das relações entre os condicionantes climáticos e a configuração hidrogeológica e geomorfológica na produção das potencialidades e fragilidades que intermediam as interações geobotânicas e a apropriação cultural da natureza;
- Identificar as áreas de estocagem de sedimentos colúviais e alúviais e caracterizá-los quanto às condições ambientais e topográficas em que se encontram através do mapeamento geomorfológico da Bacia Hidrográfica do Rio Cariús;
- Inferir sobre os processos geomorfológicos responsáveis pela formação dos depósitos quaternária da área de estudo através de análises morfoestratigráficas em seções verticais, em campo, e sedimentológicas, executadas em laboratório;
- Reconstituir os cenários de evolução paleogeomorfológica da área de estudo a partir da correlação das idades obtidas pelo método geocronológico de Luminescência Opticamente Estimada (LOE) com os eventos paleoclimáticos de abrangência global/regional registrados na literatura;
- Construir um quadro evolutivo, correlacionando os dados geocronológicos obtidos nesta pesquisa com os dados levantados em outros trabalhos desenvolvidos na Bacia Sedimentar do Araripe, a fim de situar espaço-temporalmente a Bacia Hidrográfica do Rio Cariús no contexto paleogeográfico regional/local.

### 1.3 ÁREA DE ESTUDO

Abrangendo municípios da região do Cariri Cearense e municípios da região Centro-Sul, a Bacia Hidrográfica do Rio Cariús possui extensão territorial de aproximadamente 2.262 km<sup>2</sup> e, de montante à jusante, seu canal principal perpassa pelos municípios de Santana do Cariri, Nova Olinda, Farias Brito e Cariús, onde deságua no Rio Jaguaribe, seu nível de base. Entretanto, os limites geomorfológicos (interflúvios) da microbacia se expandem por outros municípios, como Altaneira e Tarrafas, à oeste, e Crato e Várzea Alegre, à leste (Figura 1).

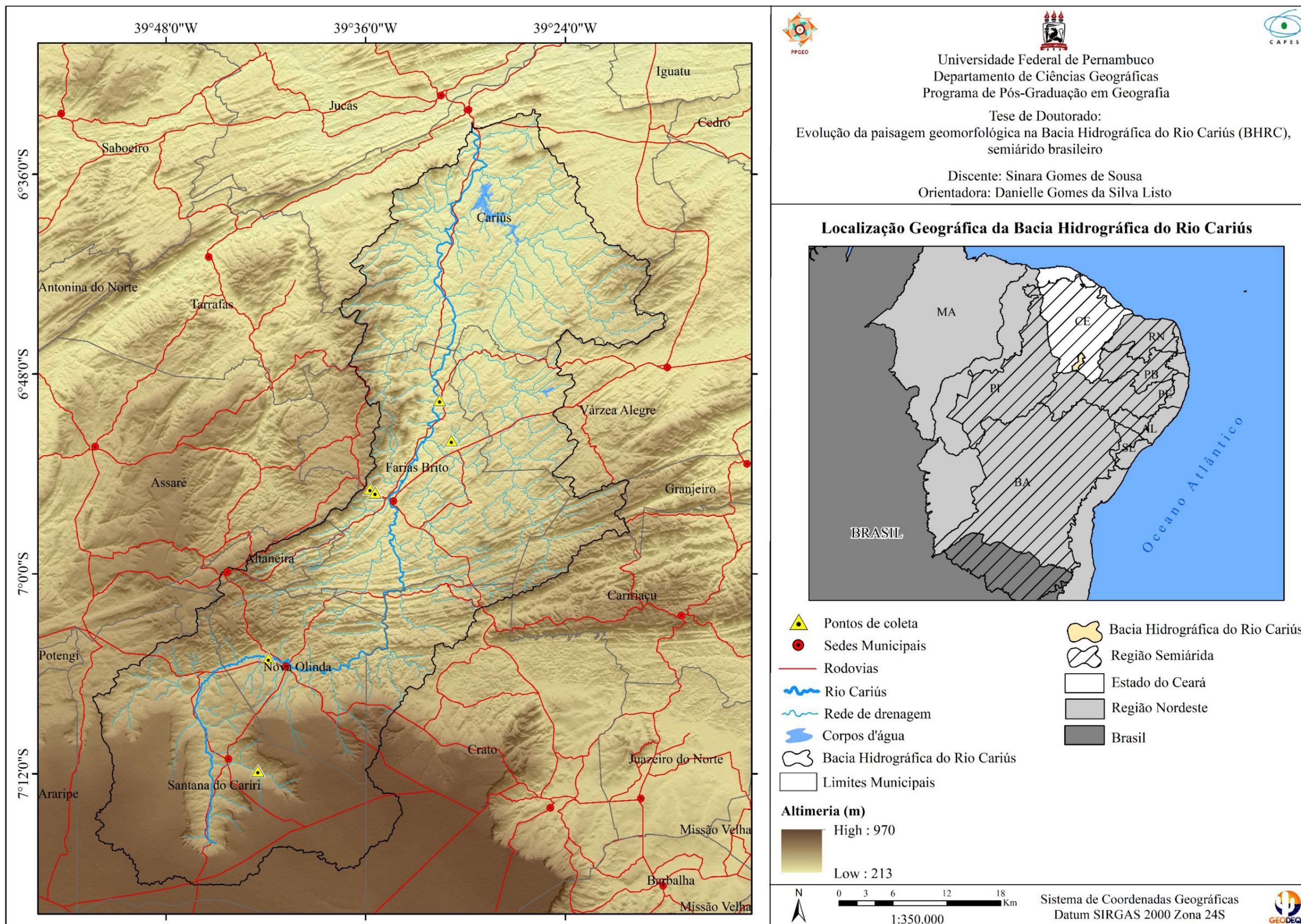
A BHRC integra a Sub-bacia do Alto Jaguaribe, que, por sua vez, pertence à Bacia Hidrográfica do Jaguaribe, de importância ímpar para o contexto natural, socioeconômico e cultural do estado do Ceará. Os interflúvios que delimitam a área de confluência da bacia são unidades de relevo de expressão regional, como o Planalto Sedimentar do Araripe, a sul, o Maciço do Quincuncá, a oeste, e o Maciço de São Pedro, a leste.

Dos oito municípios pelos quais a Bacia do Cariús se estende, quatro estão totalmente inseridos na sua delimitação territorial e tem suas cidades, distritos e vilarejos consolidados às margens do canal principal, demonstrando o papel dos rios na constituição dos agrupamentos humanos. Desse modo, percebe-se que o recorte analisado, por possuir extensão territorial significativa, manifesta uma complexidade de paisagens produzidas pela dinâmica dos sistemas naturais ao longo dos últimos milhares de anos, sendo modificada também pelas histórias recentes produzidas pela sociedade.

O quadro geoambiental da Bacia do Rio Cariús se apresenta de maneira complexa devido a sua extensão territorial e localização geográfica, pois está inserida em dois domínios geológicos e morfoestruturais que apresentam dinâmica e funcionamento comandados por características geológicas, geomorfológicas, hidrogeológicas e de distribuição de precipitação distintas. O alto curso está geologicamente inserido na Bacia Sedimentar do Araripe e geomorfológicamente na baixa encosta do Planalto Sedimentar do Araripe, enquanto os setores do médio e baixo curso estão inseridos no embasamento cristalino Pré-cambriano da superfície sertaneja semiárida cearense.

Nesse contexto, algumas particularidades merecem destaque, como as condições hidrogeológicas e morfoestruturais da Chapada do Araripe, que produzem subespaços de exceção no semiárido, com registros pedológicos, como os Gleissolos Melânicos, e biogeográficos, como as veredas de Buritis (*Mauritia flexuosa*), ambos mantidos pelas condições de umidade propiciadas pelas zonas de exsudação do aquífero superior da chapada (GUERRA, 2019; GUERRA; SOUZA; SILVA, 2020; GUERRA et al., 2023).

Figura 1. Mapa de Localização da área de estudo.



Fonte: Organizado pela autora a partir de IBGE (2019).

## 1.4 ESTRUTURA DA TESE

A presente tese está estruturada em sete capítulos, iniciando com os tópicos introdutórios que tratam da contextualização da pesquisa, justificativa, questões norteadoras, hipótese, objetivos e apresentação da área de estudo.

O segundo capítulo, intitulado “Discussões teóricas acerca da Geomorfologia do Quaternário”, corresponde ao corpo teórico que embasou as escolhas metodológicas e a construção dos resultados, tendo como foco a discussão sobre o contexto histórico-geográfico de evolução do pensamento geomorfológico, bem como a análise do fenômeno geomorfológico e da evolução da paisagem sob as perspectivas climáticas e sistêmicas. O capítulo encerra com a abordagem da dinâmica geomorfológica no semiárido brasileiro e da complexidade ambiental dos sistemas fluviais na região.

O terceiro capítulo constitui o arcabouço metodológico da pesquisa, onde estão expostas as técnicas adotadas, os procedimentos operacionais executados e os fundamentos teóricos que justificam a escolha de cada técnica, partindo do levantamento de dados e produção cartográfica, trabalhos de campo, análise morfoestratigráfica de perfis, análise das propriedades sedimentológicas e geocronologia dos sedimentos.

O quarto capítulo discute as relações entre os condicionantes climáticos regionais e locais e a configuração hidrogeológica e geomorfológica da área de estudo na produção de potencialidades e fragilidades que intermediam as interações geobotânicas e a apropriação cultural da natureza. Este capítulo é indispensável para o conhecimento do quadro geoambiental da BHRC.

O quinto capítulo trata da cartografia geomorfológica elaborada para a bacia hidrográfica, que foi compartimentada hierarquicamente em quatro domínios morfoestruturais e 12 unidades morfoesculturais (modelados). Aborda, também, os processos morfogenéticos atuantes na paisagem e caracterização dos ambientes deposicionais quanto as condições ambientais e posição topográfica em que se encontram.

O sexto capítulo apresenta os cenários evolutivos da paisagem geomorfológica, iniciando com a discussão sobre a morfodinâmica pretérita a partir da correlação entre os dados sedimentológicos, morfoestratigráficos e geocronológicos. Em seguida, trata da dinâmica paleoclimática e morfogenética no recorte temporal dos últimos 26 mil anos, e finaliza com a cronocorrelação desta pesquisa com pesquisas anteriores sobre a BHRC e seu entorno.

A título de considerações finais, o capítulo 7 apresenta uma síntese e discussão geral acerca dos resultados alcançados, bem como sugestões para pesquisas futuras.

## 2 DISCUSSÕES TEÓRICAS ACERCA DA GEOMORFOLOGIA DO QUATERNÁRIO

Para a construção deste capítulo, foram feitos levantamentos e análises minuciosas de obras nacionais e internacionais, como livros, teses, dissertações e artigos científicos, das mais variadas temáticas, sobre a importância e complexidade que o período Quaternário representa para a Ciência Geográfica e para a Geomorfologia. Para esta discussão teórica, contou-se com o apoio de autores e autoras que muito contribuíram e tem contribuído para o esclarecimento da história geomorfológica das paisagens nas perspectivas geológica, paleoclimática, paleoecológica e paleobiogeográfica.

Neste capítulo, foram discutidos temas que se entrelaçam em torno da evolução geomorfológica quaternária em um contexto global, mas também para o semiárido brasileiro. Para tanto, lançou-se mão de um conjunto de materiais bibliográficos atinentes ao tema, combinando trabalhos clássicos e atuais, assim como, pesquisas teóricas e empíricas para fundamentar as discussões que seguem nos próximos capítulos.

Dado que as oscilações e mudanças climáticas do Quaternário afetaram todo o funcionamento dos sistemas naturais da Terra, acarretando modificações (adaptações ou extinções) da fauna e flora, alterando as taxas de produção do manto de intemperismo, bem como o balanço entre morfogênese e pedogênese, foi imprescindível o uso de referências bibliográficas vindas da paleoecologia e da paleobiogeografia neste trabalho, pois os dados levantados através das análises de fósseis botânicos e faunísticos elucidam as condições climáticas e ambientais vigentes quando da sua existência, trazendo respostas à geomorfologia sobre os processos formativos atuantes no passado.

De início, abordou-se as principais teorias que contribuíram para sistematização e evolução da Geomorfologia, enquanto campo do conhecimento científico alinhado à Ciência Geográfica; posteriormente, partiu-se para a discussão de como o fenômeno geomorfológico pode ser compreendido pela lente da perspectiva climática e paleoclimática, utilizando de uma escala temporal de análise. Em seguida, buscou-se discutir teorias importantes que tratam da evolução da paisagem geomorfológica de maneira sistêmica e integrada, relacionando as escalas espacial e temporal. Mais adiante, fez-se uma discussão de pesquisas importantes sobre a dinâmica paleoambiental quaternária na região Semiárida brasileira. E, por fim, foi feita uma abordagem integrativa sobre a complexidade geográfica (natural, social, econômica, cultural) dos ambientes fluviais do Semiárido.

## 2.1 A EVOLUÇÃO DO PENSAMENTO GEOMORFOLÓGICO: CONTEXTO HISTÓRICO-GEOGRÁFICO

As discussões apresentadas nos parágrafos que seguem foram construídas a partir de uma compilação de ideias presentes nas obras de Penteadó (1978), Christofóletti (1980; 1989), Chorley (1962), Abreu (1983), Gregory (1985), Marques (1994), Casseti (1991; 2005), Sala e Batalla (1999) Gutiérrez (2005), Goudie (2006), Huggett (2007), Vitte (2001; 2011a; 2011b), Bierman e Montgomery (2013), Gregory e Lewin (2014) entre outros. Os referidos autores foram selecionados por discorrerem em suas obras sobre a história e epistemologia da Geomorfologia.

Situada no domínio da Ciência Geográfica, a Geomorfologia constitui o campo de conhecimento científico dedicado à compreensão da gênese e evolução espacial e temporal das formas assumidas pela superfície terrestre, resultantes da interação sistêmica e processual entre os agentes externos e internos, ativos e passivos. E, além das forças endógenas advindas do interior do planeta e das forças exógenas vindas a partir da atmosfera, há que se considerar, também, a participação biológica - Biogeomorfologia<sup>2</sup>- e social - Antropogeomorfologia<sup>3</sup>- na gênese e no desenvolvimento dos processos geomorfológicos (MARQUES, 1994).

O interesse e a importância do estudo do relevo possuem um caráter tanto natural, que busca o entendimento dos mecanismos físicos que atuam na sua modelagem e evolução, quanto social, quando se pensa nas relações estabelecidas entre a sociedade e o relevo, podendo este último ser um elemento que influencia a organização socioespacial em decorrência dos valores econômicos e sociais que lhes são atribuídos (CASSETI, 1991; MARQUES, 1994).

O estudo da dinâmica geomorfológica tem se mostrado relevante nos últimos tempos pelo seu poder de integrar os diferentes elementos da paisagem e pela sua capacidade, a partir disso, de subsidiar pesquisas que visam o ordenamento territorial, a mitigação de riscos, o planejamento ambiental etc., articulando as esferas naturais e sociais (Figura 2). Nesse sentido, em virtude da natureza e importância do seu objeto de estudo, a Geomorfologia se apresenta como um campo do conhecimento científico capaz de promover uma articulação entre

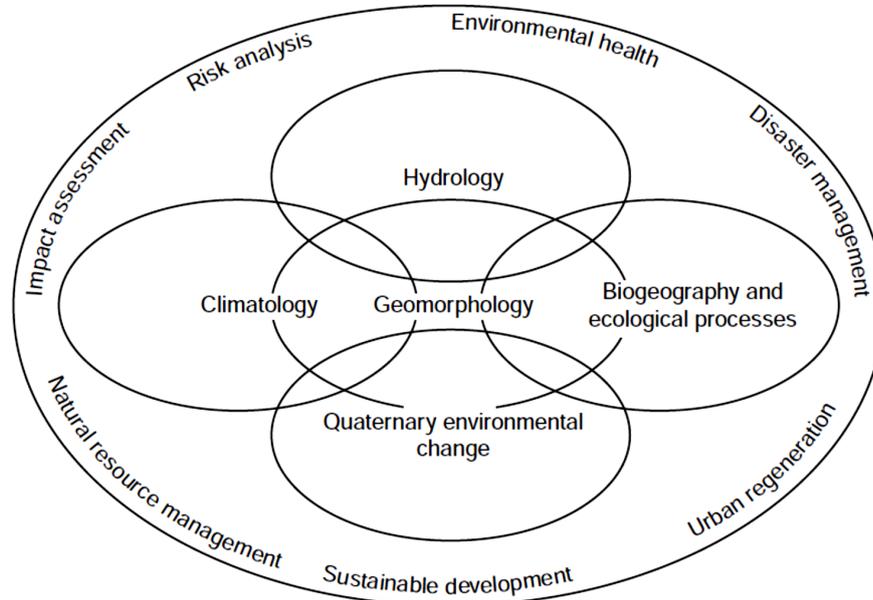
---

<sup>2</sup> Viles (2006) define Biogeomorfologia como um termo genérico usado para descrever estudos que destacam as ligações entre ecologia e geomorfologia. O termo foi cunhado no final do século XX, porém seus estudos datam desde o século XIX quando pesquisadores buscavam entender as interrelações entre comunidades e paisagens em várias escalas.

<sup>3</sup> De acordo com Goudie (2006, p. 25) a “antropogeomorfologia é o estudo do papel humano na criação de formas de relevo e na modificação da operação de processos geomorfológicos, como intemperismo, erosão, transporte e deposição”.

diferentes ramos da Geografia e de outras ciências, que utilizam do relevo como um elemento importante em suas discussões.

**Figura 2.** A geomorfologia e seu caráter articulador das dimensões físicas e sociais



Fonte: Clifford (2005) *apud* Gregory (2009).

O escopo científico da Geomorfologia foi definido e sistematizado no findar do século XVIII e alvorecer do século XIX, a partir de contribuições excepcionais vindas de James Hutton (1726-1797), John Playfair (1748-1819), Charles Lyell (1797-1875), Louis Agassiz (1807-1873), James Powell (1834-1902), Grove Karl Gilbert (1843-1918), William M. Davis (1850-1934), Albrecht Penck (1858-1945), Walter Penck (1888-1923), Siegfried Passarge (1866-1958), Emmanuel de Martonne (1873-1955), Lester Charles King (1907-1989), John Tilton Hack (1913-1991), entre outros grandes nomes ligados a Geologia e a Geografia.

Cassetti (1991, p. 38), em seus escritos sobre a gênese da geomorfologia, situa histórica e geograficamente o momento em que esse fato ocorreu e quais as motivações envolvidas: “a geomorfologia como ciência começa a ser sistematizada em fins do século XVIII, vinculada as necessidades de pesquisas para descobertas de combustíveis fósseis para alimentar a indústria alemã”. Complementa ainda que foram os geólogos e engenheiros de minas os grandes responsáveis pela sistematização dos conhecimentos geomorfológicos, como por exemplo, James Hutton, criador do princípio do atualismo, que tinha como máxima a célebre frase: “o presente é a chave do passado”.

Gregory (1992) destaca que “a influência geral mais persistente sobre a Geografia Física e especialmente sobre a Geomorfologia haja sido a aceitação da *Theory of the Earth*, publicada

em dois volumes por James Hutton, em 1795”. Na obra, o autor faz uma analogia entre a circulação do sangue no corpo humano e a circulação de matéria, através dos processos de meteorização, erosão, transporte e deposição, sem vestígios de começo ou fim e sendo responsáveis pela evolução das paisagens (SALA; BATALLA, 1999). Além do mais, a obra citada representou uma revolução na ciência da época, pois rompeu com a ideia do catastrofismo natural postulada por Georges Cuvier para explicar os processos de erosão, meteorização e sedimentação que envolviam os fósseis encontrados (SALGADO-LABOURIAU, 1994).

Foram as ideias do geólogo escocês James Hutton que fundamentaram a moderna Geologia científica e, com isso, a própria Geomorfologia, ao afirmar que é “preciso partir da realidade observável para encontrar uma explicação compreensível das características do relevo e sua evolução” (SALA; BATALLA, 1999, p. 95). Desse modo, fica claro que o estudo das formas do relevo derivou consideravelmente das concepções geológicas do século XVIII “que representaram a tendência naturalista, voltada aos interesses do sistema de produção, tendo o ‘utilitarismo’ como princípio” (CASSETI, 2005, p. 5), possuindo, também, forte vínculo com a geografia, passando a contribuir com as atividades de ordenamento territorial devido à importância do relevo enquanto elemento da natureza, suporte físico e recurso natural utilizado pela sociedade dentro da lógica de produção econômica capitalista.

Em seguida, inspirados em Hutton, vieram as contribuições do matemático John Playfair a partir da descrição de como as águas correntes são responsáveis pela formação dos vales pelos quais circulam, estabelecendo a noção de relação entre os canais fluviais principais e seus afluentes, e do geólogo britânico Charles Lyell, que entre 1830 e 1833 publicou a sua principal obra intitulada “Princípios de Geologia”, dividida em três volumes. Seus escritos defendiam que “as leis da natureza que governam os processos geológicos permanecem constantes, embora seus efeitos variem ao longo do tempo. Sua visão de que os processos presentes eram a chave para entender os processos no passado geológico ficou conhecida como uniformitarismo” (BIERMAN; MONTGOMERY, 2013, p. 37).

A história epistemológica da geomorfologia é marcada pelo desenvolvimento de modelos teóricos-hipotéticos de evolução do modelado terrestre com ênfase na escala temporal de atuação dos processos modeladores – acompanhando as tendências positivistas de formulação de leis gerais que pudessem explicar de maneira universal o funcionamento da natureza. Vitte (2001, p. 12) pontua que “os estudiosos precursores na sistematização dos conhecimentos sobre o modelado da superfície terrestre metodologicamente procuravam isolar os fatores que determinavam a dinâmica e a evolução do relevo”.

Neste contexto, foram desenvolvidos os principais modelos sobre a evolução geomorfológica das paisagens, que têm em Davis (1899), Penck (1953), King (1962), Hack (1960, 1979, 1982) trabalhos de referência. Estes modelos procuraram qualificar os fatores tidos como interferentes no desenvolvimento do relevo (op. Cit. P. 12).

No final do século XIX surge o “ciclo de erosão normal” ou “ciclo geográfico” de William Morris Davis (1899) que, baseado na tríade estrutura, processo e tempo, procurava explicar a origem e evolução do modelado terrestre a partir de três estágios: juventude, maturidade e senilidade, que evoluíam conforme ação de agentes erosivos “normais”. Essa abordagem pretendia funcionar como uma chave de classificação das paisagens de acordo com o estágio evolutivo alcançado, sendo considerada na época, a primeira teoria moderna de evolução da paisagem (GREGORY, 1985; HUGGETT, 2007), mas que se enquadra no conjunto de modelos teóricos desconectados da real dinâmica da natureza, sendo essa uma das principais críticas que recaíram sobre a teoria do ciclo geográfico. Fato que o próprio Davis admitiu ao relatar que “é evidente que um esquema de classificação geográfica que é baseado na estrutura, no processo e no tempo deve ser dedutivo em um alto grau” (DAVIS, 1899, p. 483).

Outra crítica pertinente ao trabalho de Davis foi feita à sua concepção de evolução homogênea e generalizada das formas, em que, mesmo sob um mesmo regime morfoclimático responderão da mesma maneira à ação erosiva. Esse fato desconsidera a história geológica, diversidade litológica (com graus diferentes de suscetibilidade a erosão), diferentes padrões de drenagem e regimes fluviais, eventos climáticos extremos que alteram as taxas de produção pedo-morfogenéticas e, principalmente, o papel da cobertura vegetal. Quanto a este último elemento:

Davis jamais deu a menor atenção à cobertura vegetal. Para ele, o relevo modelava-se da mesma maneira nos desertos do Arizona e nas florestas e Maine. Nenhum de seus esquemas – e eles eram numerosos e bem desenhados – mostra a menor moita, o menor tufo de ervas. Para todas as áreas, o agente responsável era o escoamento (TRICART, 1971 *apud* CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 164).

Tendo em vista que se pretendia a elaboração de um modelo de evolução universal que se aplicasse as distintas realidades geográficas e geomorfológicas do globo, o ciclo de Davis falhou pois contemplava apenas cenários de regime morfoclimático temperado úmido e sobre litologia uniforme (VITTE, 2001). Outro fato importante a se destacar é que, por envolver uma

escala de tempo de milhares a milhões de anos, o modelo davisiano se enquadra na denominada Geomorfologia Histórica, pois se preocupava com o entendimento da evolução das formas de relevo em escalas de tempo médias e longas.

Bastante influente e revolucionário ao pensamento geomorfológico da época, o modelo davisiano rapidamente difundiu-se pela América do Norte e Europa, sobretudo na França. A geomorfologia que se estrutura na Alemanha tinha como base os princípios naturalistas herdados de Goethe e Humboldt, em que a Geomorfologia mantinha relações interdisciplinares “de maneira mais intensa principalmente com a petrografia, química do solo, hidrologia e climatologia” (ABREU, 1983, p. 12). Embora muitos pesquisadores tenham tecido críticas ferrenhas ao ciclo davisiano – principalmente vinculados à escola alemã, a exemplo dos geógrafos alemães Alfred Hettner (1859-1942) e Siegfried Passarge (1866-1958) –, Walther Penck ganha destaque como seu principal opositor, a partir da sua principal obra “Die Morphologische Analyse” publicada originalmente em alemão em 1924 e traduzida para o inglês em 1953.

O modelo evolutivo penckiano foi elaborado a partir de observações realizadas em regiões morfoclimáticas úmidas e tinha como foco principal a ideia de que os processos denudacionais ocorrem simultaneamente aos movimentos crustais, variando de intensidade conforme o aumento ou diminuição da declividade. A partir da relação processual entre o soerguimento da crosta e a incisão do talvegue haveria um aumento no gradiente que seria responsável pela formação de vertentes convexas (quando o efeito denudacional não acompanha de imediato a intensidade do entalhamento do talvegue), retilíneas (soerguimento moderado, com proporcional incisão do talvegue, ocorrendo uma compensação equilibrada pelos efeitos denudacionais) e côncavas (quando a ascensão da crosta é pequena e entalhamento do talvegue é fraco, sendo a denudação superior) (CASSETI, 2005; FLORENZANO, 2008).

Após a ruptura epistemológica com o pensamento davisiano ocorrida na corrente anglo-americana, em um contexto histórico de Segunda Guerra Mundial, teóricos britânicos como o geólogo Lester Charles King, aproximam-se das ideias da corrente alemã. Nesse período, King utilizou como base os pressupostos teóricos de Penck sobre a evolução do relevo a partir do recuo paralelo das vertentes para edificar a teoria da pediplanação.

De acordo com Christofletti (1980; 1989), os modelos evolutivos de pedimentação e pediplanação, iniciados na obra de Walther Penck e consolidados com Lester King, seguem os mesmos princípios teóricos que o modelo cíclico davisiano – “a diferença com o ciclo davisiano reside no modo de regressão das vertentes. Em vez de ocorrer um rebaixamento contínuo e generalizado das vertentes, aliada a gradativa diminuição das declividades, verifica-se uma

evolução e regressão das vertentes paralelamente entre si” (p. 165). Diferindo-se, também, na concepção de nível de base.

As unidades pedimentares serão formadas pelo recuo paralelo das vertentes em decorrência do desgaste erosivo, ao passo em que conserva suas declividades. Com o decorrer do tempo, haverá a formação dos pedimentos, caracterizados como “vastos planos suavemente inclinados, cortando rochas de natureza diferente ou homogênea. O declive cresce para montante em forma de concavidade ou em ruptura brusca (*knick*), passando para uma vertente vertical ou de forte inclinação convexa” (RIBEIRO; MARÇAL; CORRÊA, 2010, p. 130) e que correspondem uma área de transição entre o sopé das vertentes e os canais fluviais. Os pediplanos, por sua vez, serão formados a partir da coalescência dos pedimentos (op. Cit.).

O modelo de pediplanação serviu para ampliar o conhecimento a respeito da superfície da Terra e o estudo comparativo das paisagens do mundo, pois em seus últimos artigos King correlacionou as superfícies da Austrália, da África e da América do Sul [...]. O modelo de pediplanação de King ofereceu quadro teórico para a interpretação dos padrões espaciais da vegetação de savanas do hemisfério Sul [...] (GREGORY, 1985, p. 114).

Por volta da década de 1950, Lester King foi responsável pela compreensão sistemática do relevo de parte do território do Brasil oriental – entre o vale do São Francisco e o litoral atlântico, seguindo em direção sudoeste até o estado de São Paulo – com o objetivo apreender os aspectos concernentes a sua origem e evolução e de comparar o relevo brasileiro com o relevo africano. King (1956), relatou que o desenvolvimento do relevo brasileiro se deu ao longo de pelo menos seis ciclos de erosão subsequentes, que deram origem a feições de aplainamento e degradação entre Mesozoico Superior e o Terciário.

Êsses aplainamentos (ciclos) são resultantes de uma série de soerguimentos tectônicos correspondentes, que afetaram o subcontinente e que operaram de modo quase independente de variações climáticas especiais, seja zona da costa, tropical úmida, ou no árido interior. Apenas alguns efeitos, sem maior importância, podem ser atribuídos aos fatores climáticos (KING, 1956, p. 184).

A partir de Lester King, a geomorfologia brasileira passou a ser abordada sob a luz de novos modelos interpretativos, principalmente as denominadas superfícies de aplainamento, resultantes da atuação de longos ciclos de erosão responsáveis pelo recuo paralelo das vertentes (PASSOS; BIGARELLA, 1998). Também conhecidas como superfícies de erosão, tais feições foram objeto de estudo de geógrafos brasileiros importantes, como Aziz Ab’Saber e José

Bigarella, ambos responsáveis pela investigação dos efeitos das variações paleoclimáticas do Quaternários sobre as superfícies de erosão. A esse respeito, Bigarella, Mousinho e Silva (2016, p. 167)<sup>4</sup> afirmam que:

Bigarella e Ab'Saber (1964) foram os primeiros a generalizar as influências das mudanças climáticas profundas na explicação de toda a paisagem oriental do país. Para eles, condições de climas secos teriam gerado as grandes superfícies aplainadas (pediplanos) e níveis embutidos nos vales (pedimentos). Deve-se ressaltar que tal interpretação concorda com o pensamento de uma corrente existente dentro da geomorfologia atual, que afirma serem os processos de pedimentação e pediplanização, no lugar da peneplanização. Os responsáveis pela gênese da maior parte das superfícies aplainadas existentes no modelado.

Após o surgimento dos modelos geomorfológicos evolutivos expostos anteriormente, John Hack, inspirado nas contribuições de Grove Karl Gilbert (1877), sistematizou a teoria do Equilíbrio Dinâmico “em reação ao evolucionismo e à noção de ciclo desenvolvida por Davis”<sup>5</sup> (VITTE, 2001, p. 12) e que, diferentemente dos modelos anteriores, não propunha fases/estágios ou ciclos de evolução. Fierz (2015, p. 607) afirma que “o modelo desenvolvido por Hack é baseado no princípio de que as formas refletem o balanço entre a resistência do material submetido à erosão e a energia erosiva dos processos ativos”, ou seja, durante a esculturação do modelado terrestre haveria um ajuste entre o controle litológico (resistência) e os processos superficiais (denudação).

Assume-se que dentro de um único sistema erosivo todos os elementos da topografia são mutuamente ajustados de modo que eles são degradados na mesma proporção. As formas e processos estão em equilíbrio estável e podem ser considerados como independentes do tempo. Diferenças e características de forma são, portanto, explicáveis em termos de relações espaciais nas quais os padrões geológicos são as considerações primárias, e não em termos de um desenvolvimento evolucionário teórico particular, como Davis vislumbrou (Hack, 1960, p. 85).

Esse princípio foi inicialmente aplicado em estudo realizado na região dos Apalaches com o objetivo de interpretar a dinâmica fluvial do vale de Shenandoah, a partir da correlação entre os canais e as vertentes (CHRISTOFOLETTI, 1980; 1989). Influenciado pela Teoria Geral do Sistemas, Hack passou a conceber que o relevo funcionava como um sistema aberto

<sup>4</sup> Publicado originalmente no Boletim Paranaense de Geografia, em 1965, e republicado na sessão de clássicos da Revista Espaço Aberto, da UFRJ, em 2016.

<sup>5</sup> O modelo de Davis poderia ser classificado como um sistema fechado que experimentava em seu estágio final, níveis de entropia máxima, em contraposição ao pensamento de Hack, em que o relevo se comporta como um sistema aberto (CHORLEY, 1962).

em interação constata com outros sistemas a partir de permuta de energia e matéria, mantendo relações espaciais entre si.

No *steady state* o ajustamento das forças se dá na medida em que a importação e exportação de energia e matéria estão balanceadas. Como lembra Chorley (1962), nos sistemas abertos em equilíbrio dinâmico, as formas não são estáticas ou imutáveis, com o passar do tempo haverá mudanças em algumas propriedades geométricas da paisagem acarretando diferenciações topográficas provenientes dos diferentes níveis de resistência do material litológico aos processos morfogenéticos – “qualquer que sejam as condições de energia, a composição litológica influencia como agente diferenciador na topografia” (CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 169).

O quadro abaixo oferece um panorama geral sobre os principais teóricos e suas contribuições para a construção e avanço da geomorfologia (Quadro 1).

**Quadro 1.** Síntese histórica dos principais nomes e suas contribuições ao desenvolvimento do pensamento geomorfológico, do século XVIII ao século XX.

Ano	Contribuição
1795	A obra <i>Theory of the Earth</i> de James Hutton (1726-1797), que rejeitou o catastrofismo e abriu caminho para o uniformitarismo.
1802	<i>Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth</i> de John Playfair (1747–1819), que fez proselitismo das visões de Hutton e, desde então, tem sido considerada como a primeira declaração moderna dos princípios da geomorfologia fluvial.
1830	Os <i>Princípios de Geologia</i> de Charles Lyell (1795-1875), com o uniformitarismo pensado como “o presente é a chave para o passado”, inclui o atualismo (efeitos dos processos presentes) e o gradualismo (mudanças de superfície requerem longos períodos de tempo).
1840	Louis Agassiz (1807-1873) creditou a ideia, revolucionária em 1840, de que as geleiras se erodem e que as Idades do Gelo são responsáveis por muitas das características encontradas em áreas não ocupadas por geleiras.
1875	J. W. Powell (1834-1902), em um estudo do Colorado em 1875, identificou três tipos de vales fluviais (antecedentes, consequentes, sobrepostos), referiu-se a formas de relevo e desenvolveu o conceito de nível de base.
1877	G. K. Gilbert (1843-1918) em seu <i>Report on the Geology of the Henry Mountains</i> forneceu o primeiro tratamento da mecânica dos processos fluviais e mais tarde (em 1914) em <i>The Transportation of Debris by Running Water</i> incluiu resultados de experimentos de laboratório. Sua abordagem foi amplamente ignorada até a década de 1960, quando mais atenção foi dada às tensões atuando em materiais, auxiliadas por métodos matemáticos e estatísticos e o desenvolvimento de novos modelos.
1889	W. M. Davis (1850-1934) propôs que a paisagem pode ser entendida em termos de estrutura, processo e estágio, e que existem ciclos de erosão pelos quais a superfície

	da terra passa por estágios de juventude, maturidade e velhice. Associou formas de relevo com estágios do ciclo de erosão e forneceu mais de 150 termos e frases, alguns relacionados a formas de relevo, com provavelmente pelo menos 100 gerados por seus alunos.
1915	Alfred Wegener (1880-1930) sugeriu o conceito de deriva continental, que mais tarde foi entendido como o advento das placas tectônicas.
1924	A obra <i>Die Morphologische Analyse</i> de Walther Penck (1888-1923) propôs uma recessão paralela das encostas em vez do declínio progressivo do ciclo Davisiano. Publicado em inglês em 1953 como <i>Análise Morfológica das Formas de Terra</i> .
1945	O artigo do engenheiro americano R. E. Horton (1875-1945) forneceu a base para o modelo de escoamento superficial e para abordagens quantitativas em geomorfologia.
1950	<i>Revue de Geomorphologie Dynamique</i> editada e inspirada pelo professor Jean Tricart.
1950	O artigo de Strahler (1918-2002) foi sucedido pela escola de geomorfologia quantitativa e, em 1952, um artigo forneceu uma base dinâmica para a geomorfologia, especialmente para as encostas.
1955	Introdução à <i>Géomorphologie Climatique</i> de Jean Tricart (1920-2003) e Andre Cailleux (1907-1986).
1962	Os artigos de Lester C. King (1907–1989) culminaram em <i>The Morphology of the Earth</i> , que argumentou que a pediplanação e as latitudes mais baixas eram a norma global, em vez de áreas temperadas e superfícies correlacionadas da África à América do Sul, Austrália e outras partes das planícies do mundo. Formalizou sua abordagem em 50 cânones de evolução da paisagem.
1962	R. J. Chorley (1927-2002) introduziu uma abordagem sistêmica para o estudo da superfície terrestre da Terra de acordo com a teoria geral dos sistemas, como sugerido por L. Von Bertalanffy (1901-1972).
1963	Julius Büdel (1903-1983) publicou um artigo sobre ' <i>Klima-genetischen Geomorphologie</i> ', artigos subsequentes e seu livro sobre <i>Klima-Geomorphologie</i> em 1977.
1981	M. A. Summerfield propôs uma base mais segura de dados geofísicos, sedimentológicos e geocronométricos e publicou o primeiro livro-texto para integrar totalmente a tectônica global no estudo de formas de relevo em 1981.

Fonte: Adaptado de Gregory e Lewin (2014).

Além das obras e autores citados anteriormente, é importante destacar o papel desempenhado pelas organizações científicas formadas a partir da associação de pesquisadores de diversas nacionalidades, comprometidos com as discussões e avanços sobre as teorias e métodos vigentes. A título de exemplo, tem-se: a União Internacional para Pesquisa Quaternária (INQUA) fundada em 1928 reunindo cientistas de diversas ciências naturais; o British Geomorphological Research Group (BGRG), criada em 1960 e que, quase 50 anos depois, se

tornou a Sociedade Britânica de Geomorfologia; e a Fundação da Sociedade Geomorfológica Suíça (SGS), fundada em 1964 (GREGORY; LEWIN, 2014).

Destaca-se, também, a relevância da divulgação científica promovida pelos grandes periódicos internacionais e o seu compromisso com a disseminação das principais teorias geomorfológicas e seus precursores. Destacam-se os periódicos “Journal of Geomorphology” estabelecido, mas descontinuado após vários anos de publicação (1938); “Earth Surface Processes” com publicações de 1977 a 1979, depois expandido para “Earth Surface Processes and Landforms”; e o periódico “Progress in Physical Geography”, que representa um dos maiores veículos de divulgação das pesquisas em geografia física.

A partir da década de 1960, a geomorfologia passa a incorporar de modo substancial a abordagem sistêmica em suas teorias e métodos. Richard Chorley (1962) teve um papel crucial nesse processo após realizar uma revisão sobre a Teoria Geral dos Sistemas e caracterização dos sistemas fechados, abertos e isolados. Posteriormente, temos a teoria do Geossistema da escola de Geografia russo-soviética e seu método de análise integrada da paisagem integrando o corpo teórico-metodológico da Geomorfologia. Esse tema será discutido no tópico 1.3.

## 2.2 A PERSPECTIVA CLIMÁTICA E A ESCALA TEMPORAL NA ANÁLISE DO FENÔMENO GEOMORFOLÓGICO

A geomorfologia possui heranças basilares advindas do que Abreu (1983) chamou de linhagem epistemológica anglo-americana que, a partir do ciclo davisiano, desenvolveu uma ampla gama de trabalhos que primava a compreensão da morfoestrutura, e da linha epistemológica alemã, que considerava primordial a influência climática e biogeográfica na modelagem da superfície terrestre, apostando na compreensão da evolução das formas de maneira sistemática, integrada e processual. Acerca disso, Marques (1994, p. 32) ressalta que:

O recuo paralelo das vertentes, os sistemas morfoclimáticos, a formação de pediplanos, os testemunhos de paleoclimas e a importância dos níveis de base locais são exemplos de novas questões que se incorporaram aos estudos geomorfológicos com a perspectiva climática (MARQUES, 1994, p. 32).

Em Geomorfologia, a perspectiva climática toma forma e força dentro da escola de geografia alemã pela influência dos autores clássicos que a estruturaram, a saber: Friederich von Richthofen e Albrecht Penck – este último já tendo estabelecido em 1912 as relações entre o relevo e as zonas climáticas globais. Abreu (1983) explica que essa postura da escola alemã

se devia a concepção existente de que havia uma clara relação entre os fenômenos da natureza e a influência climática.

Twidale e Lageat (1994) fizeram duras críticas ao modo como a perspectiva climática foi supervalorizada pela geomorfologia alemã. Segundo os autores, discussões acerca da influência do clima sobre o relevo já estavam presentes nas obras de Davis e King, mas que o conceito climático foi rapidamente adotado e desenvolvido por geógrafos europeus, destacando-se Emmanuel de Martonne e Siegfried Passarge.

Quanto ao modo como a geomorfologia climática foi desenvolvida pelos alemães, sobretudo pelo geomorfologista Julius Büdel, os autores supracitados afirmam que os efeitos do clima na produção do relevo não podem ser negados, mas que houve uma superestimação relacionada à tentativa de associação entre a geomorfologia das paisagens com as zonalidades climáticas. Twidale e Lageat (1994, p. 330) explicam:

A distribuição de alguns acidentes geográficos específicos, como os nubbins, parece ser zonal, e características como os tafoni que são o resultado da cristalização do sal são desenvolvidas em áreas terrestres e costeiras áridas e semi-áridas. Além disso, os rios produziram uma gama de formas que não se limita a nenhuma região climática. A proposta região morfogenética tropical úmida ou selvas caracterizadas por abundantes movimentos de massa é difícil de definir, pois deslizamentos de terra e fluxos de terra podem ser desencadeados por eventos sísmicos e a ação fluvial produz uma gama semelhante de formas em todo o mundo (op. Cit).

Os fatores climáticos são importantes para induzir a operação de processos que encontram expressão clara em conjuntos de relevo em todo o mundo, mas juntos eles constituem apenas um dos vários fatores que determinam a forma da superfície da Terra em escalas regionais e locais (op. Cit).

A partir das contribuições de outros autores que atuaram em décadas anteriores, a linha de estudo climatogenética ganha notoriedade nas pesquisas de Büdel na metade do século XX. São nos trabalhos de Büdel que a Teoria da Etchplanação, preconizada por B. Willis e E. J. Wayland (1930), é revolucionada, consolidando o papel do intemperismo na análise geomorfológica (VITTE, 2001; 2005; GOUDIE, 2006). Essa teoria busca “destacar o papel do intemperismo e sua associação com a estrutura, a litoestrutura e as variações climáticas no desenvolvimento das formas de relevo, particularmente nas regiões tropicais quentes e úmidas” (VITTE, 2001, p. 12).

O termo “*etching*” pode ser traduzido livremente como “gravura” e foi utilizada para se referir a corrosão das superfícies rochosas durante a decomposição geoquímica progressiva dentro dos perfis de intemperismo profundo (GOUDIE, 2006). Desse modo, durante a

“*etchplanation*”, o intemperismo químico e seu conjunto de processos (hidrólise, dissolução, oxidação, lixiviação etc.) agem na decomposição das rochas e formação de espessos mantos de intemperismo responsáveis pelo aplainamento das superfícies. Simultaneamente, ocorre a erosão superficial que será responsável pela remoção do material pedogenético, expondo o saprólito e suas irregularidades topográficas (VITTE, 2001; 2005; GOUDIE, 2006; SILVA, 2007).

Debates relacionados às escalas temporais de análise dos processos formativos do relevo também estiveram presentes ao longo do desenvolvimento da Geomorfologia. Essa preocupação já estava presente em Davis, que considerava o tempo como um dos elementos da tríade do ciclo erosivo, denotando a importância da cronologia para o entendimento da evolução das paisagens geomorfológicas. No entanto, nem todas as feições geomorfológicas foram formadas em um mesmo período ou a partir de um mesmo conjunto de eventos tectônicos e/ou climáticos. Quanto à relação entre as formas de relevo, suas idades e processos formativos, Marques (1994, p. 27) evidencia que:

Numa paisagem de idade recente podem coexistir relevos atuais e outros elaborados no passado sob condições semelhantes ou diferentes das que existem no presente. Outra situação, bastante comum, é a de serem encontradas em um ambiente, formas de relevo atuais esculpidas sobre materiais de diferentes idades geológicas. Em ambos os casos, essas informações são úteis para buscar respostas quanto à sequência evolutiva do relevo e da paisagem (MARQUES, 1994, p. 27).

Desse modo, as unidades geomorfológicas mais antigas estão relacionadas ao Terciário Superior, enquanto a maioria mais recente data do Quaternário, sendo esse intervalo de tempo de grande interesse para a Geomorfologia contemporânea. De acordo com Huggett (2011), esse interesse surge a partir dos trabalhos dos geomorfologistas históricos Eduard Brückner e Albrecht Penck sobre os efeitos das eras glaciais no relevo dos Alpes da Baviera, no estado de Baviera, Alemanha. Nesse estudo foram utilizados sedimentos geologicamente recentes para interpretar os eventos pleistocênicos e sua influência sobre o relevo. Foi a partir daí que as denominações para os principais estágios glaciais (*Donau, Gunz, Mindel, Riss e Würm*) surgiram, bem como, a própria Geomorfologia do Quaternário.

Entretanto, a percepção de que as glaciações afetavam a dinâmica geomorfológica das paisagens veio bem antes dos teóricos supracitados. Em 1830, o geólogo suíço Louis Agassiz ao observar os extensos depósitos de cascalho e detritos superficiais nos Alpes Suíços, constatou que os processos contemporâneos da paisagem não seriam capazes de produzi-los e

que as geleiras foram muito mais extensas no passado, expandindo-se por parte do território europeu (BIERMAN; MONTGOMERY, 2013). Desse modo, Agassiz inaugurou o pensamento de que as Idades do Gelo são responsáveis por muitas das características encontradas em áreas hoje não ocupadas por geleiras e que as formas de relevo atuais poderiam ser relíquias de épocas passadas com climas muito diferentes.

Desde então, as pesquisas sobre o Quaternário têm tomado proporções cada vez maiores dentro das ciências naturais e na Geografia. Vitte (2011a; 2011b) expõe que alguns levantamentos feitos por Gregory, Gurnell e Petts sobre a produção da geografia física em revistas multidisciplinares em 1996 na Inglaterra, sobre a produção da geomorfologia de 21 departamentos, apontaram que as publicações são majoritariamente sobre geomorfologia com enfoques direcionados ao Quaternário, que, segundo o estudo citado, vem se tornando um novo campo científico de destaque entre as ciências da terra.

Quanto à origem e definição do período Quaternário, em meados do século XIX, Desnoyers (1829) ao observar as sucessões de camadas em depósitos sedimentares marinhos na Bacia de Paris, propôs o termo quaternário para designar as camadas superpostas aos sedimentos terciários (MOURA, 1994; SUGUIO, 2010). No entanto, antes da proposição do termo oficial, a subdivisão cronoestratigráfica do Quaternário já havia sido proposta por Arduino em 1759, mas sob a denominação de “quarta ordem” (HEAD et al., 2008).

Suguió (2010) atribui a esse período o título de “Idade do Homem” devido à intensificação das atividades humanas sobre os ambientes a ponto de suas marcas ficarem assinaladas na paisagem e define que “somente os estudos do Quaternário são capazes de estabelecer um elo entre o passado geologicamente pouco remoto e o presente” (p. 20), também podendo levar ao estabelecimento de alguns prognósticos futuros.

Esse período iniciou-se há aproximadamente 1,6 a 2,5 M.a. (datação com potássio-argônio e paleomagnetismo) de acordo com a União Internacional para o Estudo do Quaternário (INQUA) e divide-se em dois períodos: o Pleistoceno, com cerca de 1,6 M.a. e o Holoceno, que inclui os últimos 10 mil anos. A partir de estudos de sedimentos do fundo dos oceanos, de isótopos de oxigênio e análises palinológicas em sedimentos continentais verificou-se indícios de que durante o Quaternário, especificamente na época do Pleistoceno, ocorreram pelo menos 16 glaciações (SALGADO-LABOURIAU, 1994; CHRISTOFOLETTI, 1980; SUGUIO, 2010; NUNES *et al.*, 2012).

O Quaternário foi um período de grandes pulsações climáticas, com longos intervalos de tempo com temperaturas muito baixas (as glaciações)

intercaladas com tempos mais quentes, como o atual. As glaciações do Quaternário representam a característica mais importante do período e por isto tem chamado a atenção dos cientistas (SALGADO-LABOURIAU, 1994, p 257).

No âmbito da Geomorfologia do Quaternário a abordagem climática é de suma importância, pois o clima apresenta uma estreita relação com os processos formativos de relevos deposicionais, seja pelo caráter das suas fases de flutuações, ou de eventos episódicos de alta magnitude (BRUNSDEN, 1996). Muitos são os autores que discorreram sobre o significado das oscilações climáticas ocorridas em intervalos de tempo relativamente curtos e as impressões deixadas na paisagem geomorfológica. A propósito, alguns desses eventos apresentam um caráter cíclico (glacial-interglacial) e foram responsáveis por ditar a dinâmica natural das paisagens nos últimos milhões de anos.

A importância científica desse período reside na abundância de registros aprisionados nas paisagens, que demonstram a ocorrência de grandes mudanças ambientais possivelmente maiores do que em qualquer outro momento nos últimos 60 milhões de anos (BRADLEY, 1999). Como salientam Petit et al. (1999), os registros dessas mudanças climáticas encontram-se documentados em sedimentos do fundo do mar, depósitos continentais de flora, fauna, *loess* e núcleos de gelo, e mostram que “grande parte da variabilidade ocorre com periodicidades correspondentes à da precessão, obliquidade e excentricidade da órbita da Terra” (p. 529).

Partido dessa premissa, pode-se considerar esse período como o mais importante da história geológica, geomorfológica e ambiental para a ciência atual em termos de riqueza de *proxies* das mudanças climáticas e paisagísticas decorrentes das alterações no funcionamento dos sistemas ambientais (SILVA, 2007; 2013; LIMA, 2016). Quanto a isso:

Mudanças climáticas glacial-interglaciais estão documentadas por registros climáticos complementares em grande parte derivados de sedimentos do fundo do mar, depósitos continentais de flora, fauna e *loess* e núcleos de gelo. Esses estudos documentaram a ampla gama de variabilidade climática na Terra. Eles mostraram que grande parte da variabilidade ocorre com periodicidades correspondentes à da precessão, obliquidade e excentricidade da órbita da Terra (PETIT et al., 1999, p. 429).

Entretanto, Moura (1994) salienta que não somente as variações entre as fases frias (glaciações) e quentes (interglaciais) marcaram este período, mas também a frequência e a amplitude em que essas oscilações climáticas ocorreram dentro de uma escala de tempo geologicamente curta, afetando com grande intensidade elementos ligados às paisagens e seu desenvolvimento, como: processos erosivos e deposicionais, intemperismo, processos

pedogenéticos, nível dos oceanos, regimes fluviais, entre outros. Esse fato pode surpreender ainda mais se considerarmos as oscilações climáticas repentinas que ocorreram em intervalos de tempo de dezenas a centenas de anos, como os eventos Heinrich, Younger Dryas, Dansgaard-Oeschger e a Pequena Idade do Gelo (ADAMS; MASLIN; THOMAS, 1999).

Sousa et al. (2019) destacam que pesquisas voltadas para o período Quaternário, especialmente voltadas para a reconstituição paleoambiental, vem ganhando notoriedade no âmbito científico por se mostrarem relevantes para o entendimento da paisagem atual e para a compreensão dos ciclos paleoclimáticos e sua influência na paisagem geomorfológica. Corroborando com essa ideia, Nunes, Vilas Boas e Silva (2012) apontam que pesquisas geomorfológicas, sedimentológicas, palinológicas, fitogeográficas, ecológicas e oceanográficas realizadas nos últimos 20 anos, possibilitaram um conhecimento mais preciso a respeito das oscilações climáticas deste período. No Brasil:

Os estudos geomorfológicos, sob o ponto de vista do Quaternário, foram realizados principalmente por pesquisadores da Geografia Física, que receberam forte influência da escola francesa, liderada por Jean Tricart, da Universidade de Estrasburgo. Entre os pesquisadores brasileiros, destacam-se Aziz N. Ab'Saber e João J. Bigarella (SUGUIO, 2010, p. 25).

Muitas são as técnicas utilizadas nas pesquisas geomorfológicas atualmente e sua utilização deve estar em consonância com o tipo de abordagem, o objeto de estudo e as escalas espacial e temporal em que o fenômeno analisado se manifesta. Portanto, é de suma importância a compreensão de que os sistemas geomorfológicos são operados a partir das interferências de eventos climáticos e geológicos desencadeando processos morfodinâmicos lentos, que provocam mudanças imperceptíveis na paisagem e eventos rápidos e, por vezes, catastróficos, que imprimem marcas que ficam registradas história geológica.

Os ambientes sedimentares recobrem grandes extensões do globo terrestre, estando presentes na superfície dos continentes e nos ambientes marinhos, com espessuras geralmente delgadas, abrigando evidências cronológicas que se encontram aprisionadas na sua estrutura (SUGUIO, 2010). Sua existência na natureza está ligada a ocorrência dos processos geomorfológicos que constantemente atuam na modelagem da superfície terrestre a partir da ação de agentes erosivos e da própria gravidade.

Constituídos por materiais inconsolidados, dispostos em encostas, vales fluviais etc., os depósitos sedimentares, sobretudo no semiárido, tem sua formação atrelada a processos morfogenéticos desencadeados pela dinâmica climática pretérita. De acordo com Moura (1994, p. 340) “os depósitos quaternários não se encontram restritos a bacias sedimentares *sensu*

*strictu*, mas distribuídos sob as múltiplas formas de relevo, comumente em uma estreita relação genética com as feições morfológicas da paisagem” e suas geometrias, composição e distribuição espacial são respostas aos processos formativos (CORRÊA, 2001).

Dada essa complexidade, pode-se afirmar que as origens, formas, estruturas e composição dos depósitos variam conforme a sua localização geográfica e conforme os diferentes padrões de organização morfológica. Assim, os sedimentos depositados durante o Quaternário e seus modelados resultantes tornam-se registros dos processos geomórficos que exerceram controle sobre a evolução da paisagem, principalmente nos contextos geotectônicos plataformais da zona tropical, seja sob a forma de notáveis relevos deposicionais ou de uma sequência de estratos inumados que revelam a história evolutiva da paisagem (CORRÊA, 2001; SILVA, 2007; 2013).

[...] as camadas sedimentares, com suas estruturas deposicionais, são importantes fontes de informação e registros valiosos para se interpretar os processos atuantes no passado e quais as condições ambientais reinantes naquela época [...] (CHRISTOFOLETTI, 1980, p. 1).

Os estudos de depósitos sedimentares têm apresentado resultados satisfatórios quanto a investigação das transformações das paisagens no período Quaternário, sobretudo, por preservarem registros sobre a história erosiva e deposicional do relevo. Quanto a isso, um aspecto essencial para tal entendimento está na associação do registro estratigráfico às formas do relevo. O resultado dessa associação é denominado de morfoestratigrafia, sendo uma técnica amplamente empregada como instrumento material para a interpretação da evolução da paisagem (MOURA, 1994), pois considera a influência do relevo na formação dos depósitos superficiais e na evolução das paisagens.

Se é que uma paisagem tropical não evolui a partir de uma estaca *zero*, completamente despida de solos e de vegetação, mas sim evolui ou se modifica a partir de toda a sua riqueza superficial de produtos de intemperismo, de solos e de cobertura vegetal, é evidente que seu relevo atual comporta um saldo de interferência que somente poder ser compreendido à de uma investigação minuciosa dos seus depósitos superficiais (AB’SABER, 1969, p. 3).

Esses depósitos superficiais são provenientes dos processos intempéricos, erosivos e deposicionais e dos movimentos gravitacionais de massa, sobretudo em dois ambientes geomorfológicos específicos: as encostas e as planícies aluviais. Penteadó (1978, p. 133) chama a atenção para o fato de que “cada depósito superficial, nas suas condições físico-químicas,

bioquímicas e estruturais, reflete os processos envolvidos na sua gênese, a litologia e o relevo da época de formação”.

Os depósitos de encosta são chamados de colúvio e são definidos como qualquer material disposto ao longo de uma encosta em consequência do transporte gravitacional, alojando-se próximo e/ou na sua base (CORRÊA, 2001; RIBEIRO; LIMA; CORRÊA, 2012) e caracterizam-se pela ausência de estrutura e baixo coeficiente de seleção granulométrica (PENTEADO, 1978). A formação dos depósitos coluviais depende da eficácia dos eventos de remoção à montante e esses podem estar relacionados a magnitude das chuvas, degradação da cobertura vegetal ou a combinação entre fatores que provoquem a instabilidade da encosta (THOMAS, 1994).

Os depósitos aluviais, por sua vez, representam os sedimentos de canais fluviais e ambientes correlatos e estão presentes nas planícies fluviais e próximos as vertentes dos rios que compõe as bacias hidrográficas (PENTEADO, 1987; SUGUIO, 2010). São constituídos por sedimentos transportados e depositados pelo fluxo concentrado ao longo dos leitos fluviais. Magalhães Júnior e Barros (2020) explicam que a granulometria dos sedimentos presentes em cada tipo de depósitos (leitos, planícies de inundação, terraços fluviais) depende da declividade e da velocidade do fluxo.

Por ser um período marcado por oscilações climáticas que impactaram em drásticas modificações ambientais, o Quaternário representa para as Ciências Naturais e da Terra um período valioso, pois muitas dessas transformações, que também atingiram as condições de vida florísticas e faunísticas, estão registradas nas rochas, solos, sedimentos e outros materiais. De acordo com Lima (2015, p. 61) “a constatação dos registros quaternários nos ambientes continental e marinho é a chave para desvendar a história processual e evolutiva das diferentes paisagens da terra, pelo menos nos últimos 100.000 anos”.

As oscilações climáticas são fenômenos registrados em toda a história geológica. Todavia, para a análise dos sistemas ambientais há maior relevância para o conhecimento das oscilações climáticas ocorridas durante o Quaternário. Desse modo, “as informações moduladas no quaternário permitem uma melhor correlação entre as múltiplas escalas temporais e espaciais que envolvem os processos evolutivos da paisagem de um passado pouco remoto com o contexto atual” (LIMA, 2015, p. 62).

A partir dos avanços científicos e tecnológicos que se deram desde o último século (sobretudo no pós-guerra) e em virtude do empenho de cientistas comprometidos com o entendimento da evolução dos sistemas naturais do planeta, muitas descobertas valiosas têm sido documentadas. A exemplo disso, com a institucionalização das universidades entre as

décadas de 1950 e 1970 e com o crescente avanço tecnológico, as pesquisas sobre a reconstituição paleoambiental da dinâmica quaternária obtiveram grandes impulsos que permitiram o aperfeiçoamento de técnicas e métodos essenciais ao seu desenvolvimento (op. Cit.).

Os métodos de datação, sejam eles relativos ou absolutos, representam para as ciências ambientais que estudam o Quaternário uma das principais técnicas de trabalho. O fornecimento das idades de ocorrência de fenômenos passados permite a reconstituição de eventos paleoclimáticos, bem como, dos cenários paleoambientais essenciais para entender o funcionamento das paisagens pretéritas e suas implicações atuais.

Sallun et al. (2007) afirmam que existem mais de 40 métodos geocronológicos que podem ser empregados nos mais diversos materiais associados aos eventos quaternários, ressaltando aqueles que “são baseados em danos causados por radiação em materiais geológicos” (p. 402) e que fornecem datações absolutas, como a Termoluminescência (TL), a Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e a Luminescência Estimulada por Raios Infravermelhos (LERI).

As técnicas ligadas a geoquímica de sedimentos também representam um grande avanço para as pesquisas do Quaternário, pois permitem identificar o nível de acumulação de determinados elementos químicos presentes em rochas, sedimentos e solos e as transformações decorrentes da ação dos agentes intempéricos e pedogenéticos ao longo das variações climáticas que se sucederam ao longo do tempo. Esses elementos possuem um significado ambiental na paisagem e sua interpretação possibilita a compreensão dos processos e tipos climáticos que atuaram na sua formação.

### 2.3 EVOLUÇÃO DA PAISAGEM E A PERSPECTIVA SISTÊMICA EM GEOMORFOLOGIA

Epistemologicamente, a paisagem enquanto categoria de análise científica foi amplamente utilizada por diversas áreas do conhecimento, tendo significados e aplicabilidades diferentes. Em decorrência disso, seu conceito passou por diversas reformulações, que variaram de acordo com os interesses e objetos das ciências e, também, com os contextos históricos e culturais. Algumas delas destacaram a sua dimensão estética, outras, a sua dimensão geopolítica (VITTE, 2007). Contudo, “a paisagem, como categoria de estudo, tem sido trabalhada por geógrafos, arquitetos paisagistas, ecologistas, biólogos e outros cientistas. Além disso, tem sido

objeto de pintores, fotógrafos, escritores, cineastas e até filósofos” (CAVALCANTI, 2014, p. 5).

Dentro da ciência geográfica, sobretudo com o advento da estruturação da denominada ciência da paisagem na antiga União Soviética entre as décadas de 1950 e 1970, Victor Borisovich Sochava foi o responsável por, não só buscar uma uniformização à definição e utilização da paisagem como categoria de estudo, como também pela elaboração da Teoria do Geossistema. Para Sochava, o conceito de geossistema é análogo ao conceito de paisagem (CAVALCANTI, 2016), sendo considerado como a categoria geográfica chave ou “núcleo da moderna Geografia Física” (SOCHAVA, 1977, p. 3), que pode ser definida como uma organização geográfica que se manifesta espacialmente e visivelmente na paisagem constituída por elementos naturais e sociais (RODRIGUES, 2001), que correspondem a sua estrutura.

Uma consideração muito importante para a compreensão da essência dos geossistemas é a noção de invariante, uma totalidade de propriedades do geossistema que permanecem inalteradas à medida que ele é transformado sob a influência de fatores externos. Mudanças cíclicas de propriedades e regimes naturais que ocorrem por um tempo definido e não saem dos limites do invariante são chamadas de dinâmica dos geossistemas, enquanto alterações radicais que levam a uma mudança do invariante são chamadas de evolução. Tanto a dinâmica quanto a evolução representam elos do mesmo processo de desenvolvimento dos geossistemas – mudanças dinâmicas (quantitativas) que se acumulam nas entidades naturais levariam a um salto qualitativo, a evolução. A interação dos componentes nos geossistemas é sustentada pelos fluxos de matéria e energia, e a totalidade dos processos de troca e transformação de matéria e energia é chamada de funcionamento dos geossistemas (SNYTKO; SEMENOV, 2008, p. 142).

Dentro do espectro geográfico brasileiro, alguns autores e autoras consideram que este fato representou um avanço teórico e metodológico, pois introduziu a abordagem sistêmica e o método de análise integrada da paisagem no corpo da Geografia, sobretudo nos campos da geografia física e, de modo específico, na geomorfologia com Richard Chorley (1962). Entretanto, de acordo com Corrêa (2005), outros consideram a perspectiva sistêmica como uma abordagem “alienante e não-geográfica” e, como apontando por Claudino-Sales (2004), uma das deficiências dessa abordagem está na negligência ao fator tempo, pois ao fazer uma análise das paisagens como se apresentam no presente, não contemplam os processos pretéritos (dentro da escala temporal geológica) responsáveis pela sua gênese e evolução.

Em contraponto, Neves (2020, p. 519), diante das inúmeras críticas tecidas, afirma que pela geografia brasileira não tem dado a devida atenção ao “entendimento dos diferentes legados científicos e estrangeiros e das trajetórias epistemológicas que suportam a pesquisa

nacional sobre o tema”, mesmo diante da importância da teoria geossistêmica. Segundo o autor, esse fato demonstra que as pesquisas brasileiras estudam a teoria com superficialidade, o que contribui para o surgimento de críticas e equívocos quanto a sua base teórica e metodológica.

Em decorrência dessa bagagem teórica construída ao longo do tempo, sobretudo pela contribuição histórica de Aziz Ab’Saber, atualmente a paisagem é compreendida pela geografia como o resultado das interações existentes entre as diversas esferas que compõem a superfície terrestre. Como define Vitte (2007, p. 71) ela é “o resultado de uma relação entre a epiderme da Terra e as culturas ao longo da história”. Dentro da mesma perspectiva, Cavalcanti afirma que “na geografia, a paisagem vai além do estético e do perceptivo, é também fenômeno geoecológico e cultural” (2014, p. 15). E, a partir do seu caráter evolutivo as paisagens também se manifestam como “herança de processos de atuação antiga, remodelados e modificados por processos de atuação recente” (AB’SABER, 2003, p. 9).

Nas palavras de Abreu (2012, p. 21), Ab’Saber foi “o cérebro, a propulsão e a âncora do conhecimento e interpretação da paisagem e da geografia brasileiras desenvolvidas na segunda metade do século XX e primeira década do século XXI”. Inspirado em Pierre Monbeig, e em tantos outros, o geógrafo Ab’Saber, via no paradigma da paisagem o método “para ler e interpretar as relações do homem com a natureza na gênese do *complexo geográfico*, que integra o *lugar*, a *região* e o *espaço*” (op. cit.), utilizando-se também da geomorfologia para interpretar o espaço geográfico.

No âmbito da perspectiva de análise sistêmica, referida anteriormente como análise integrada da paisagem, busca-se entender a interconexão e interdependência dos componentes que constituem a totalidade dos sistemas ambientais (nas suas esferas natural, econômica, cultura etc.) e, para tanto, é necessário considerar as trocas de energia e matéria que mantêm essas ligações entre os compartimentos da paisagem, pois, são essas trocas, fluxos, dinâmicas e alterações que engendram os processos que atuam na evolução das paisagens. “Desse modo, entende-se a paisagem atual como resultado de heranças de processos evolutivos, que resguarda características de períodos, por vezes, muito distintos e distantes do atual” (GUERRA, 2019, p. 24).

Ao longo da história geológica da Terra as paisagens evoluíram a partir da interação entre a dinâmica interna do nosso planeta, a superfície terrestre (litosfera) e os sistemas atmosféricos, sendo o clima um dos principais agentes naturais externos atuantes na produção da complexidade das paisagens existente. As forças endógenas, por sua vez, representam inputs de grande energia que movimentam a crosta terrestre, produzindo novas formas e conduzindo

a novos processos morfodinâmicos. Sobre a interação entre esses campos de força, Sala e Batalla (1999, p. 91) pontuam que:

As formas de relevo são o resultado da interação entre forças endógenas ou processos tectônicos que criam volumes montanhosos e forças exógenas ou processos erosivos de destruição e modelagem de relevo. As forças endógenas são impulsionadas pela energia geotérmica, enquanto as forças exógenas são geradas a partir da energia solar e da energia de rotação da Terra.

Essa interação simultânea, dinâmica e heterogênea dá origem aos processos morfogenéticos e pedogenéticos que atuam na modelagem das superfícies continentais apresentando graus de intensidade diferenciados, regulados, sobretudo, pelos atributos climáticos, geológicos e topográficos da paisagem. Podem ser considerados como processos antagônicos que revelam o equilíbrio ecológico/climático das paisagens, como descrito nas teorias evolutivas de Jahn (1954), Erhart (1965) e Tricart (1977).

De acordo com Casseti (1991), a teoria evolutiva formulada por Jahn, denominada “Balanço de denudação”, afirmava que a paisagem geomorfológica evoluía a partir de forças morfogenéticas que se organizavam em movimentos perpendiculares e paralelos. No primeiro, há o predomínio da infiltração, favorecendo os processos de intemperismo, hidrólise, dissolução e lixiviação, responsáveis pela pedogênese; em contraponto, no segundo, o escoamento superficial age no transporte do material intemperizado, favorecendo o processo denudacional. Desse modo, como resultado tem-se no movimento perpendicular o balanço morfogenético negativo, enquanto que no movimento paralelo ocorre o inverso.

Erhart (1965), por sua vez, na tentativa de explicar a formação de jazidas de ferro, bauxita e coríndon, aplicou sua teoria bio-resistásica que dispõe sobre fases de predominância de atividades morfogenéticas e pedogenéticas sobretudo em função da existência ou não de cobertura vegetal. Como apontam Rubira e Perez Filho (2019, p. 10), nessa teoria a evolução da paisagem é “produto da relação simbiótica e funcional de fases ao longo do tempo geológico, fases estas que seriam afetadas, sobretudo, pela presença ou ausência de vegetação influenciadas pela atuação da morfogênese e pedogênese”. Segundo Casseti (2001, p. 58):

Em condições de biostasia, portanto, quando a vertente encontra-se revestida de cobertura vegetal (propriedade geoecológica), em meio ácido, como nas regiões intertropicais, a infiltração responde pela alteração dos silicatos de alumina (feldspatos), originando a caolinita [...]. Os hidróxidos de ferro e alumina, solubilizados em tal ambiente, ficam retidos e são incorporados ao solo (fase residual), enquanto os elementos alcalinos ou alcalino-terrosos (potássio, sódio, cálcio e magnésio), bem como o silício, são transportados

pela água escoada (fase migradora), originando-se os depósitos de rochas organógenas [...]. Portanto, na biostasia, a atividade geomorfogenética é fraca ou nula, existindo um equilíbrio climático entre potencial ecológico e exploração biológica.

A fase de resistasia se dá quando ocorre algum tipo de perturbação no ambiente, seja de ordem climática ou social, implicando na diminuição da cobertura vegetal e conseqüentemente na perda dos materiais produzidos durante a fase residual biostásica (elementos minerais, hidróxidos de ferro e alumínio), pelo escoamento superficial. Portanto, a fase resistásica caracteriza-se pela predominância da atividade geomorfogenética (op. Cit.).

Posteriormente, Tricart (1977) nomeia a fase biostásica como “fitostásica”, a fim de enfatizar o papel da vegetação no equilíbrio climático das paisagens. Em sua obra intitulada “Ecodinâmica”, o autor estabelece três classificações conforme o nível de estabilidade morfodinâmica de cada ambiente, tendo como princípio o balanço entre os processos pedogenéticos e morfogenéticos. Nos “meios estáveis” há uma relação de dependência mútua e condicionante entre a cobertura vegetal e a pedogênese, em que esses dois elementos coexistem e coevoluem garantindo a estabilidade dos ambientes. No entanto, esse equilíbrio dinâmico pode ser rompido a qualquer momento por efeito de eventos tectônicos, climáticos ou socioeconômicos, levando-os a patamares de alta instabilidade – “meios fortemente instáveis” – em que há o predomínio da morfogênese, ou mesmo para um nível de transição – “meios integrados”.

Os processos morfogenéticos produzem instabilidade da superfície, sendo um fator limitante para ao pleno desenvolvimento dos processos pedogenéticos e, conseqüentemente, para o desenvolvimento dos seres vivos, tornando o ambiente ecodinamicamente instável. Apesar de tratar do equilíbrio dos ambientes sob enfoque de processos relacionado as taxas de produção do solo e modificação do relevo, o termo “eco” (dinâmica) é empregado com a justificativa de que ambientes com predominância de pedogênese, possuem maior capacidade de suporte para a fixação e reprodução da fauna e flora, o que caracteriza esse ambiente como morfodinamicamente estável garantindo, assim, a sua fitoestabilidade.

As referidas teorias, que muito se assemelham (diferindo-se a teoria de Tricart por conceber a existência dos meios de transição), são exemplos de como as dinâmicas geomorfológica e pedogenética são controladas pelos elementos e fatores climáticos em consonância com a cobertura vegetal, sendo a presença e estado desta última um reflexo do equilíbrio da paisagem.

A expressão ‘evolução da paisagem’ traz em si significados que remetem às transformações e adaptações que a paisagem sofreu nas suas dimensões espacial e temporal. De acordo com Vieira (2014, p. 45), essas modificações revelam uma realidade geográfica de evolução de todas as formas criadas, em processo permanente de alteração que pode ser sintetizada no conceito paradigmático de “transformação sobre transformação”, que, para o autor, reflete a “dialética do acontecimento geográfico”.

Desse modo, essas transformações são inerentes a dinâmica geográfica da paisagem que tendo sua estrutura composta por elementos que interagem processualmente e exercem influências mútuas entre e sobre si, produzem a imensa diversidade de conjuntos paisagísticos espacializados pela superfície terrestre.

Em termos de escala temporal, essas evoluções encontram-se marcadas na paisagem de modo mais incisivo pelas modificações ambientais ocorridas no período mais recente da história geológica da Terra: o Quaternário. Gutiérrez (2005) aponta que no curso da história da Terra inúmeras mudanças no clima, nível do mar, cobertura vegetal, população animal, solos e formas de relevo ocorreram, mas é no período Quaternário que essas constantes mudanças ambientais podem ser detectadas com mais precisão, devido a abundância de registros paleoecológicos, biogeográficos, isotópicos e sedimentológicos aprisionados nas paisagens atuais.

Acerca disso, Arruda e Schaefer (2020) pontuam que, desde a primeira metade do século XX, diversos estudos buscaram compreender como as paisagens brasileiras foram moldadas pelos diferentes ciclos climáticos e como esses afetaram, principalmente, a dinâmica geomorfológica e biogeográfica. De acordo com os autores supracitados, “a partir de estudos geomorfológicos e palinológicos, foram inferidos que momentos glaciais pudessem ter sido frios e secos, e momentos interglaciais, quentes e úmidos” (p. 188) corroborando com os fatos já explanado por Bigarella (1971, p. 18).

Um quadro geral dos conhecimentos sobre o Quaternário revela acentuada instabilidade climática de caráter cíclico abrangendo épocas de clima glacial até épocas de clima quente. Durante as épocas de glaciação quaternária, nas regiões tropicais e sub-tropicais brasileiras vigoraram climas mais severos do tipo semi-árido. Por outro lado, nas épocas interglaciais predominaram condições climáticas semelhantes as atuais e de caráter úmido e sub-úmido.

Dentro dessa discussão, evidências científicas apontam que as paisagens evoluíram de modo expressivo principalmente nos últimos 2,6 milhões de anos, tendo como principal fator as oscilações e inputs climáticos que ocorrem desde o início do Quaternário, que, de acordo com Silva (2013, p. 80), “corresponde a um período marcado por grandes alterações climáticas

globais que modificaram as taxas de intemperismo e pedogênese, os regimes fluviais, o nível dos oceanos e a distribuição espacial dos seres vivos”, cujos os registros ambientais estão guardados em feições sedimentológicas capazes de comprovar, no presente, acontecimentos do passado e predizer cenários futuros.

Na busca pelo entendimento dessas alterações climáticas e suas implicações, a geomorfologia recorre a um ramo específico da climatologia que muito tem contribuído para a reconstituição dos ambientes com base na dinâmica climática pretérita: a paleoclimatologia. Que, por sua vez, é definida como o estudo do clima antes do período de desenvolvimento das medições instrumentais (BRADLEY, 1999; SALGADO-LABOURIAU, 2007) ou “o estudo de climas antigos que envolve o uso do que se sabe sobre as variáveis da ciência do clima atual para interpretar os climas passados” (FARMER; COOK, 2013, p. 376). Os autores ainda afirmam que a paleoclimatologia utiliza do princípio do Uniformitarismo, estabelecido por James Hutton – “o presente é a chave do passado” – e também o seu oposto – “o passado é a chave para o presente”, em suas análises.

Os estudos sobre os climas passados são importantes não somente para a reconstituição das dinâmicas dos sistemas climáticos pretéritos, mas, também, para prever e/ou antecipar as variações climáticas do futuro (BRADLEY, 1999). Essa possibilidade de previsão tem se tornado concreta dada a ciclicidade do clima da Terra verificada sobretudo nos últimos 2,6 milhões de anos, escala temporal que corresponde ao período Quaternário.

Esses fatos deixam evidente que a dinâmica climática apresenta uma estreita relação com as remodelagens ecossistêmicas e biogeográficas, devido as variações térmicas e modificações no regime pluviométrico e, portanto, com o desencadeamento dos processos morfogenéticos, sobretudo os deposicionais. Na Geomorfologia, estes últimos constituem os elementos fundamentais para a compreensão da evolução do modelado durante o Quaternário, seja em decorrência das suas flutuações climáticas cíclicas ou dos eventos extremos de alta magnitude e baixa recorrência que envolveram um elevado grau de energia em um curto período de tempo (FÁVERA, 1984; SILVA, 2007; MELO *et al.*, 2016).

Dentro dos grandes ciclos climáticos tiveram lugar ciclos menores e variados, conferindo a climatologia do quaternário um caráter oscilatório evidenciado por inúmeras flutuações climáticas conforme registra a literatura sobre o assunto (BIGARELLA, 1971, p. 18).

Um exemplo de como a paleoclimatologia se tornou essencial nos estudos de evolução das paisagens é relatado no manuscrito do geógrafo Aziz Ab’Saber ao tratar dos resquícios

biogeográficos existentes em alguns setores do Brasil, que tiveram sua origem em períodos com características climáticas destoantes das atuais:

Nesta ordem de ideias, aliás, nunca será demais lembrar que as variações climáticas mais recentes muito têm a ver com a distribuição atual da vegetação em certos compartimentos de relevo do Brasil Sudeste. Seria difícil explicar a “ilha” de Araucária de Campos do Jordão ou a mancha de campos cerrados do platô terciário de São José dos Campos, sem buscar explicações paleoclimáticas (AB’SÁBER, 1957, p. 43).

Analisando a história vegetacional da Mata Atlântica entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno, Ab’Saber (2003) ressalta que durante a última glaciação Pleistocênica, período Würn IV-Wisconsin Superior, o nível do mar desceu até 100 metros do seu nível atual e as temperaturas do planeta baixaram de 3° a 4° C, alterando de circulação das correntes marítimas. As regiões mais atingidas foram, sem dúvidas, as polares, temperadas, subtropicais e as áreas montanhosas. Porém, no caso das terras baixas intertropicais, mais especificamente no caso brasileiro:

As correntes frias, projetando-se para o norte – até a altura da Bahia [...] – contribuíram para barrar a entrada de umidade atlântica, devido a uma atomização de massas de ar úmido. Estando o mar em nível mais baixo, as correntes frias (Malvinas/Falklands) ficavam mais distantes da costa antiga, contribuindo para a expansão dos climas semiáridos ao longo do litoral [...]. Concomitante com a progressão da semiaridez, houve o recuo e fragmentação dos espaços anteriormente florestados, permanecendo matas biodiversas apenas nas “ilhas” de umidade da testada de algumas escarpas voltadas para os ventos úmidos de exceção, tendo as florestas anteriores ao avanço da semiaridez permanecido em redutos sob a forma de ecossistema especialmente minoritário (AB’SABER, 2001, p. 51).

Para a geomorfologia essa abordagem paleoclimática é de grande valia, pois possibilita a interpretação da gênese e dos processos que atuaram na formação e modelagem da superfície terrestre e, conseqüentemente, na transformação das paisagens. A análise geomorfológica dos paleoindicadores presentes nos ambientes atuais constitui a base para a compreensão da sequência evolutiva da paisagem em um passado geologicamente recente (MOURA, 1994). Como aponta Silva (2013, p. 22):

A geomorfologia nas últimas décadas tem experimentado grandes avanços na compreensão da evolução da paisagem em regiões tropicais a partir da interação entre processos de diferentes taxas atuantes em diversas escalas, sendo estes processos variáveis e descontínuos no espaço e no tempo.

Em consonância com a autora supracitada, Melo (2019, p. 24), ao fazer uma discussão sobre a contribuição da geomorfologia nos estudos da paisagem, destaca que:

A geomorfologia representa um dos mais importantes pilares do estudo da paisagem em geografia física, que podem ser sumarizados através das teorias genéticas do relevo, as escalas taxonômicas, a cartografia geomorfológica, a abordagem integrada e sistêmica e a relação espaço-tempo.

Diante do exposto, não restam dúvidas sobre as contribuições da geomorfologia para o entendimento da dinâmica evolutiva da paisagem e para o avanço das pesquisas sobre o Quaternário – e também o oposto –, como bem destacado por Ab’Saber (1969) em seu artigo intitulado “Um conceito de geomorfologia serviço das pesquisas sobre o quaternário”. Este escopo de pesquisa, ao ser incorporado pela geomorfologia, também contribuiu para o desenvolvimento e avanço científico deste campo do conhecimento.

#### 2.4 A DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA QUATERNÁRIA NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO

O período Quaternário, mais especificamente, o Pleistoceno, foi marcado pela ocorrência de grandes glaciações, cujos efeitos ligados ao resfriamento e expansão das calotas de gelo foram mais acentuados nas regiões polares e subpolares, provocando o recuo dos oceanos e, conseqüentemente, expondo os ambientes costeiros antes submersos em águas oceânicas. Entretanto, nas zonas tropicais e subtropicais, as mudanças climáticas desencadearam o resfriamento das temperaturas e abalos no regime de chuvas, provocando alterações na distribuição geográfica dos conjuntos fitogeográficos e no balanço morfopedogenético.

Com o intuito de investigar as mudanças climato-botânicas ocorridas na região semiárido do Nordeste Brasileiro, Oliveira et al. (1999; 2014) realizaram uma revisão de pesquisas que utilizaram dados de natureza palinológicas e paleontológica. Os resultados palinológicos apontaram para períodos de clima mais quente e úmido durante a transição do Pleistoceno para o Holoceno com presença de florestas úmidas formando um corredor de migração com espécies típicas dos domínios amazônicos e atlânticos, conectando estas duas florestas; já os resultados paleontológicos derivados da análise de ossos de megamamíferos indicaram uma formação vegetacional de cerrados e savanas com arbustos esparsados.

No semiárido brasileiro, como já documentado por diversos autores, o ritmo climático contemporâneo não é coincidente com a formação de extensos depósitos coluviais ou aluviais (WANDERLEY; SANTOS; SILVA, 2020), sendo, portanto, unidades representativas de dinâmicas climáticas e geomorfológicas de um passado geologicamente recente. Sobre isso, Ab'Saber (1957, p. 45) afirma que:

Indiscutivelmente, porém, em nosso território, é no Nordeste Brasileiro, que vamos encontrar casos espetaculares de flutuações climáticas intertropicais. Enquanto no resto do Brasil os climas úmidos recentes foram capazes de mascarar quase que inteiramente as feições morfológicas que por acaso tenham sido originados por outros climas a partir do plioceno, no Nordeste Brasileiro os fatos morfológicos estão muito bem conservados nos compartimentos interiores do sertão, em pediplanos intermontanos, campos de *Inselbergs* e algumas poucas *bajadas* fossilíferas pleistocênicas. Por outro lado, não faltam depósitos fluviais, representados por potentes seixos rolados, que através bem marcadas discordâncias separam o clima semi-árido dos fins do pleistoceno em relação ao clima semi-árido moderado que hoje ali domina.

Ambientes tropicais caracterizam-se por apresentar condições climáticas de altas temperaturas e precipitações abundantes devido ao seu posicionamento latitudinal no globo terrestre. Inseridos nessa mesma faixa latitudinal encontram-se os ambientes semiáridos, com características antagônicas em relação ao primeiro, propiciadas principalmente pelas irregularidades espaço-temporais da precipitação, combinadas com altas temperaturas.

Nesses ambientes há um sensível equilíbrio climático onde o processo morfogenético atua fortemente na dinâmica da paisagem em detrimento dos processos pedogenéticos (FONSÊCA et al., 2017). A morfodinâmica é regida pela ação do escoamento superficial difuso não canalizado, que ocorre de forma rápida e intensa em decorrência dos eventos pluviais concentrados de alta magnitude e baixa recorrência (op. Cit), que encontram um solo destituído de cobertura vegetal densa.

A paisagem como uma unidade espacial e conceito elementar para as pesquisas em geografia física, é composta por elementos físico-naturais que tem evoluído constantemente ao longo da história geológica do nosso planeta. Em períodos geologicamente remotos essa evolução baseou-se na interação dinâmica dos sistemas naturais a partir de processos desencadeados pelas transições climáticas (repentinas ou lentas) de fases frias e secas para fases quentes e úmidas, que modificaram os contextos paisagísticos em escalas espaciais – globais, regionais e locais – e temporais – de centenas a dezenas de milhões de anos, até algumas dezenas de anos (ADAMS; MASLIN; THOMAS, 1999; SUGUIO, 2010).

Fato já reconhecido cientificamente e discutido por muitos autores, as mudanças ambientais ocorridas durante o período Quaternário ocasionadas pelas oscilações climáticas, deixaram na paisagem geomorfológica mais impressões que qualquer outro período geológico (LIMA et al., 2016; SALGADO-LABOURIAU, 1994, 2007; SILVA, 2013). E por ser este o período mais recente da história geológica da Terra, as evidências paleoambientais e paleoecológicas são mais abundantes, sendo considerado, principalmente os últimos 15 mil anos, o intervalo de tempo mais bem conhecido pela ciência (SALGADO-LABOURIAU, 1994; SUGUIO, 2010).

Sendo a região semiárida do Nordeste brasileiro caracterizada pela escassez hídrica e má distribuição espaço-temporal da precipitação, os processos pedogenéticos agem lentamente na produção dos mantos de intemperismo, que posteriormente são mobilizados pelos processos morfogenéticos. No entanto, nesta mesma região encontram-se dispostos na paisagem extensos depósitos de sedimentos coluviais e aluviais que não condizem com as características climáticas atuais região, estando sua formação atrelada a atuação de climas e processos geomorfológicos pretéritos.

Seguindo essa premissa, trabalhos importantes têm sido produzidos nas últimas décadas acerca da evolução geomorfológica das paisagens semiáridas com o intuito de reconstituir os processos formativos e estruturantes do relevo e a dinâmica paleoambiental da região, tomando como material de investigação os registros preservados nas feições deposicionais associadas às encostas, ambientes fluviais e até mesmo em ambientes de relevo cárstico, a partir da sedimentação química que ocorre no interior das cavernas (CAVALCANTI; BASTOS, 2016; LIMA, et al., 2016; SILVA; CORRÊA; AMORIM, 2017; LIMA; LUPINACCI, 2019; OLIVEIRA; SANTOS, 2019; AMORIM et al., 2020).

Para tais investigações, lançam-se mão de inúmeras técnicas que envolvem desde análises em campo à análises laboratoriais robustas que necessitam de todo um aparato tecnológico e de profissionais especializados para sua execução. Exemplo disso, são as técnicas geocronológicas de datação absoluta de sedimentos por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), que vem sendo largamente utilizada nas pesquisas em geomorfologia do quaternário no semiárido brasileiro.

Com destaque, as técnicas de cronologia absoluta dos sedimentos se fazem importantes, pois são formas precisas de identificar as idades de fenômenos detectados em diversos materiais detríticos (LIMA et al., 2016), sendo essenciais também para esclarecer a escala temporal (Pleistocênica ou Holocênica) de atuação dos processos geomorfológicos desencadeados pelo

padrão de comportamento climático vigente à época e, com isso, fazer inferências de como a paisagem geomorfológica evoluiu sob a ação desses agentes.

Para resultados pormenorizados, pesquisadores aliam a geocronologia às análises sedimentológicas – caracterização granulométrica e morfoestratigráfica – aloestratigráficas e morfoestratigráfica das feições deposicionais. Lima e Lupinacci (2019) utilizaram de tais técnicas em sedimentos aluviais de bacias de drenagem efêmera no setor centro-norte da Depressão Sertaneja no Estado da Bahia, com o intuito de analisar o significado paleoclimático dos depósitos Holocênicos ali encontrados.

Para esse setor do semiárido baiano foi constatado pela caracterização granulométrica das unidades aloestratigráficas uma dinâmica típica de canais efêmeros, com grãos pobremente selecionados e de curtose platicúrtica, porém a assimetria dos grãos negativa/grosseira não condiz com o ambiente deposicional fluvial. Além disso, a aloestratigrafia indicou em algumas seções momentos deposicionais com energias de fluxos diferentes sob mesma condição climática. Os dados geocronológicos foram correlacionados com idades obtidas em outros setores meridionais do estado e apontaram que os depósitos se formaram durante o Holoceno Médio/Superior, e até o presente, sob um regime climático de semiaridez e sob ação dos ciclos ENOS (op. Cit.).

Silva, Corrêa e Amorim (2017), por sua vez, combinaram a datação de sedimentos quaternários aprisionados em marmitas de dissolução no município de Brejo da Madre de Deus, Estado de Pernambuco, às técnicas de caracterização morfológica dessas feições, que na maioria dos casos, estão associadas aos pedimentos intermontanas de topografia marcadamente plana. Tendo por objetivo analisar a gênese e evolução do relevo, a caracterização morfológica das marmitas demonstrou que a dinâmica geomorfológica da área de estudo esteve condicionada aos processos de escoamento superficial e erosão diferencial por ataque nas zonas de fraqueza litoestruturais (op. Cit.)

Sobre os dados geocronológicos obtidos, os sedimentos datados foram colhidos na marmita da propriedade Incó – distrito de Fazenda Nova –, que além do material terrígeno, abrigava ossos da megafauna. As principais conclusões apontaram que o início do preenchimento das marmitas data do penúltimo interestadial (58.900 AP), em que eventos torrenciais foram responsáveis pela remobilização de sedimentos, assim como no penúltimo stadial – há 45.000 AP – em que, mesmo em condições de clima árido e frio, eventos pluviométricos de alta magnitude contribuíram para a morfogênese local (SILVA; CORRÊA; AMORIM, 2017).

Em uma das unidades geológico/geomorfológicas mais importantes do semiárido brasileiro, Oliveira e Santos (2019) aplicaram diferentes técnicas ao estudo dos depósitos aluviais no Vale da Serra Branca, localizado na borda oeste do Parque Nacional da Serra da Capivara, Estado do Piauí. Com aplicação da estratigrafia por georadar GPR e levantamento plano-altimétrico de precisão pela técnica RTK, os autores puderam mapear “rochas truncadas; depósitos coluviais e aluviais; pedimentos; divisores rebaixados; canal fluvial relictual, e o fundo do vale atual (OLIVEIRA; SANTOS, 2019, p. 01)”.

A associação dos dados GPR e RTK com os dados geocronológicos, demonstraram que os depósitos de leques aluviais identificados preenchendo paleoerosões tiveram sua gênese associada ao Holoceno Médio/Inferior. Foi documentado, também, a existência de um paleocanal de 300 metros de largura preenchido por aluviões, cuja a incisão se deu desde o Último Máximo Glacial (OLIVEIRA; SANTOS, 2019).

Pesquisas em ambientes de relevo cárstico no semiárido brasileiro também apontam para as mudanças climáticas e ambientais quaternárias como responsáveis pela sua gênese e configuração geomórfica atual. A formação desse tipo de relevo e a existência dos espeleotemas nos interiores das cavernas são testemunhos de variações paleoclimáticas. Como sugerem Cavalcanti e Bastos (2016), com base nas datações feitas por Wang (et al., 2004) em espeleotemas no Estado da Bahia, as feições cársticas no semiárido brasileiro e seus depósitos sedimentares correlatos, principalmente do município de Tejuçuoca, Estado do Ceará, tem sua origem ligada à fases úmidas e quentes.

Apesar de os dados geocronológicos fornecerem idades precisas sobre a deposição dos materiais terrígenos, possibilitando a correlação entre as idades e os eventos paleoclimáticos, outras técnicas, já citadas aqui, também oferecem interpretações precisas sobre os tipos de eventos e processos responsáveis pela remobilização dos materiais na paisagem e podem ser utilizadas para a reconstituição da dinâmica geomorfológica pretérita. A exemplo disso, temos as pesquisas de Melo *et al.* (2014), Ramos *et al.* (2014), Lima *et al.* (2021) e Gois *et al.* (2021), que utilizaram técnicas de análise sedimentológica – a saber, granulometria e morfoescopia – morfoestratigrafia e micromorfologia de solos em depósitos coluviais e de perfis pedológicos em distintas áreas dos estados de Pernambuco, Paraíba e Alagoas.

Como resultados, de um modo geral, as análises sedimentológicas, morfoestratigráficas e micromorfológicas permitiram aos autores interpretarem a intensidade dos fluxos que transportaram os materiais a partir do grau de seleção dos grãos e do grau de maturidade dos sedimentos pela ação dos agentes intempéricos, correlacionarem essas informações com a unidade geomorfológica em que esses depósitos ocorrem e fazerem inferências sobre a gênese

destes materiais, bem como os ciclos pedogenéticos e morfogenéticos responsáveis pela sua evolução.

## 2.5 COMPLEXIDADE AMBIENTAL DOS SISTEMAS FLUVIAIS SEMIÁRIDOS

Os rios possuem uma importância inquestionável para o funcionamento dos sistemas naturais da Terra. Sobre sua importância social, econômico e cultural, os rios desempenham um papel histórico na vida da sociedade humana desde os primórdios, adquirindo maior relevância a partir da Revolução Agrícola, ocorrida há cerca de 10 mil anos ao longo das margens férteis dos rios Tigre, Eufrates e Nilo, região denominada de Crescente Fértil (FIGUEIRÓ, 2015). Sendo assim, esses espaços vêm sendo historicamente utilizados pelas sociedades humanas devido a disponibilidade de recursos hídricos e solos férteis, essenciais ao desenvolvimento da vida e da reprodução econômica.

De acordo com Pelech (2021), a tarefa de entender o rio como objeto de estudo científico dentro do escopo da Geomorfologia vem sendo desempenhada de modo especial desde o final do século XIX, principalmente por profissionais geógrafos, geólogos e engenheiros. Nesse contexto, pode-se mencionar a contribuição de William Morris Davis, ao considerar os rios como os principais agentes morfoesculturadores da paisagem em seu modelo de erosão normal e, de modo mais recente (século XX), o papel das técnicas de análise morfométrica na caracterização e classificação das bacias para a compreensão do seu funcionamento.

Assim, desde o seu surgimento, a Geomorfologia busca compreender os mecanismos que atuam no funcionamento, caracterização e dinâmica dos rios, bem como seu papel na configuração e evolução das paisagens.

A Geomorfologia Fluvial é considerada uma das vertentes da Geomorfologia mais difundidas no Brasil e no mundo. De acordo com Cunha (1994), seu objeto de estudo são os cursos d'água, em seus processos e formas resultantes, e as bacias hidrográficas, cujas características geológicas, climáticas, pedológicas e biogeográficas condicionam o regime hidrológico. Essas características influenciam a fisiografia dos canais, definindo os tipos de leitos (menor, de vazante, maior e excepcional), os padrões de drenagem (retangular, treliça, dendrítico, paralelo, radial e anelar) e as classes de canais quanto a sua fisionomia ao longo do perfil longitudinal (retilíneo, anastomosado, entrelaçado e meandrante) (CUNHA, 1994; CHRISTOFOLETTI, 1980; 1981).

Para Charlton (2008) a Geomorfologia Fluvial pode ser definida como o estudo das interações entre formas e processos de canais fluviais em uma variedade de escalas de espaço

e tempo, considerando também a influência de eventos passados para explicar a forma atual dos canais fluviais, já que os rios apresentam uma incrível diversidade de formas e se encontram em muitos ambientes diferentes.

As unidades de paisagem que delimitam os ambientes fluviais são chamadas de bacias hidrográficas (BHs) e podem ser definidas como um sistema hidrogeomorfológico complexo que comporta em si componentes e processos que interagem de modo integrado e sistêmico através do fluxo de matéria e energia, num determinado limite espacial determinado pela topografia. Moragas (2005), ao conceituar a bacia hidrográfica, evidencia a complexidade destes ambientes que são formados por características topográficas, litológicas, tectônicas e de cobertura da terra (solos, vegetação, atividades econômicas de uso e ocupação etc.).

As características da bacia hidrográfica como o tamanho, a forma e a declividade, influenciam no comportamento hidrológico desta bacia. O volume de escoamento, a vazão de pico, a velocidade e o tempo de escoamento, e o transporte de sedimentos estão relacionados com as características físicas das bacias (BACK *et al.*, 2019, p. 03).

Por serem unidades espaciais bem delimitadas do ponto de vista hidrogeomorfológico, as BHs são utilizadas nas atividades de gestão territorial e de recursos hídricos, pois integram uma visão conjunta do comportamento das condições naturais e das atividades humanas nelas desenvolvidas e pelo seu caráter integrador, revelam-se como excelentes áreas de estudos para o planejamento (CUNHA, 1996). Nessa perspectiva, Botelho e Silva (2014, p. 153) destacam que:

Entendida como célula básica de análise ambiental, a bacia hidrográfica permite conhecer e avaliar seus diversos componentes e os processos e interações que nela ocorrem. A visão sistêmica e integrada do ambiente está implícita na adoção desta unidade fundamental.

Do ponto de vista geomorfológico, possui um “papel fundamental na evolução do relevo uma vez que os cursos d’água constituem importantes modeladores da paisagem” (CUNHA, 1996, p. 354), sendo, portanto, as principais vias de transporte dos produtos da erosão e do intemperismo das áreas de elevação mais alta para a mais baixa (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 2020). Esse transporte de água e sedimento ilustram o constante fluxo de matéria e energia que circulam nas delimitações das bacias, mas que, pelo seu caráter de sistema aberto, extrapolam os limites para outros sistemas ambientais.

Sendo a análise hidrogeomorfológica uma atividade de caráter sistêmico e integrador, se torna imprescindível o emprego da perspectiva teórico-metodológica geossistêmica. Desse modo, por serem sistemas fluviais e ambientais complexos, é importante que essa análise seja executada com vistas ao planejamento ambiental e ordenamento territorial das atividades de uso e ocupação da terra. Atividades essas que são feitas por diferentes agentes sociais mediante as suas orientações culturais e interesses econômicos, de acordo com as potencialidades e fragilidades ambientais dos territórios – no caso de bacias hidrográficas, o potencial hídrico.

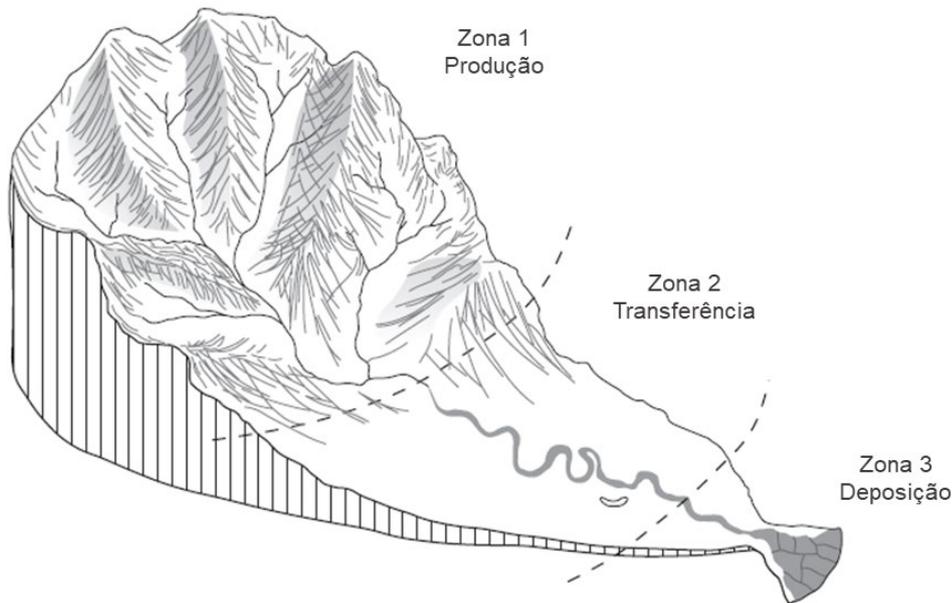
A morfodinâmica fluvial é produzida pelos processos hidrossedimentológicos controlados pela circulação da água no sistema, que por sua vez, é influenciada pelas “variáveis climáticas associadas as geológicas, ao tipo de solo e de uso ou cobertura da terra, além do quadro morfológico” (MAGALHÃES JÚNIOR et al., 2020, p. 121). A relação condicionante entre esses processos estão presentes desde as insurgências das nascentes até os níveis de base dos canais, passando pelas unidades geomorfológicas das encostas, que também contribuem para conectividade das bacias hidrográficas, revelando uma dinâmica longitudinal e lateral. A esse respeito, Barros e Salgado (2019, p. 328) explicam que:

Os ambientes fluviais são altamente dinâmicos e o material pode ser transportado em diferentes distâncias de sua fonte original, além da possibilidade de ser armazenado em encostas ou planície de inundação, ser liberado no canal dezenas a milhares de anos depois e ser novamente depositado.

O sistema fluvial pode ser compartimentado em subsistemas, de acordo com os diferentes comportamentos hidrossedimentológicos e “uma maneira de fazer isso é considerar o sistema em termos de três zonas, cada uma das quais é um sistema de processo-resposta com suas próprias entradas e saídas” (CHARLTON, 2008, p. 11). Essa subdivisão é possível em razão da influência dos atributos do relevo, sobretudo a declividade, condicionando os processos predominantes que operam dentro de cada compartimento.

Na zona 1 (Figura 3), correspondente ao alto curso, tem-se a produção de grandes volumes de sedimentos por meio da erosão e dos movimentos de massa nas regiões de cabeceira; na zona 2, correspondente ao médio curso, a produção de sedimento é incipiente, predominando o transporte através dos canais de drenagem; na zona 3, correspondente ao baixo curso, com a queda de gradiente do canal, tem-se a deposição dos sedimentos (CHARLTON, 2008).

**Figura 3.** Subdivisões do Sistema Fluvial



Fonte: Modificado de Charlton (2008); adaptado de Schumm (1977).

Na zona de produção, a declividade contribui veementemente para que o fluxo hídrico tenha força e velocidade capazes de destacar sedimentos de granulometria variada (desde sedimentos finos à matacões) provenientes do material rochoso intemperizado; na zona de transferência, devido a diminuição do gradiente, minimizando a energia das águas fluviais para o transporte, ocorre a seleção e refinamento do material destacado no alto curso. O sedimento mais grosseiro fica retido no leito, na zona de transferência, enquanto o mais fino segue sendo transportado até a zona de deposição (nível de base do rio).

Como mencionado anteriormente, o comportamento e configuração geomorfológica dos rios é resultante da interação de um conjunto de fatores naturais e, por vezes, socioeconômicos e culturais. O clima é um dos fatores que influenciam de modo decisivo no comportamento dos rios. Na região semiárida do Nordeste brasileiro, por exemplo, a irregular distribuição espaço-temporal das chuvas interfere de forma decisiva no regime fluvial, no escoamento superficial e na recarga hídrica subterrânea, sendo esta última controlada também pelo arcabouço geológico (ZANELLA, 2007).

De acordo com Cavalcanti (2019), em ambientes semiáridos a vazão dos rios aparece como uma das variáveis que mais dinamizam a paisagem e está diretamente relacionada com o regime da precipitação – que no semiárido brasileiro, caracteriza-se pela rapidez, intensidade e distribuição espaço-temporal irregular. Um outro ponto a ser destacado é a ineficiência da cobertura vegetal na interceptação das chuvas, que caem sobre o solo desprotegido, aumentando

a erosão e o escoamento superficial, na maioria das vezes de fluxo intenso, que converge para as redes de drenagem e, por fim, para o canal principal.

No semiárido brasileiro, em razão do déficit hídrico sazonal e dos eventos extremos de seca recorrentes, os rios representam uma das principais fontes de captação de água para o consumo humano e para suas atividades econômicas, sobretudo agrícolas, fato que historicamente contribuiu para que diversos tipos de uso da terra e dos recursos hídricos tenham sido efetuados nas imediações dos canais fluviais (Op. Cit.). Dentro desse espectro histórico, a gestão dos recursos hídricos nessa região sempre se mostrou deficitária, em razão das políticas públicas inertes de açudagem, que aprofundaram a desigualdade de acesso a água, pois na maioria dos casos, essas obras eram implementadas nas terras dos grandes latifundiários.

Levando em consideração as fragilidades ambientais, econômicas e sociais da região semiárida, nas últimas décadas observou-se uma preocupação maior com as formas de captação e reserva de recursos hídricos, com a construção de cisternas e barramentos nos grandes rios. Além disso, ganha destaque no cenário atual, a implementação de gigantescas obras de engenharia hídrica – a título de exemplo, a transposição do Rio São Francisco – com objetivo de perenizar os rios intermitentes do interior do semiárido e levar água para os principais polos agroindustriais da região.

Para a ciência, os rios tem se mostrado aliados importantes. Por estarem aqui desde a formação dos primeiros ecossistemas, os rios foram responsáveis por documentar em seus sedimentos eventos importantes que marcaram a história geológica, ecológica, biogeográfica, geomorfológica etc. As pesquisas em geomorfologia fluvial têm avançado nas últimas décadas, no sentido de compreender como a configuração dos sistemas fluviais influencia na dinâmica hidrológica e sedimentológica, e como esse entendimento pode ser essencial para a gestão dos recursos hídricos, sobretudo em regiões áridas e semiáridas.

Dentro do espectro da Geomorfologia do Quaternário, os ambientes fluviais tem se tornado área e objeto de estudo frequente em pesquisas que objetivam a reconstituição paleoambiental dos processos responsáveis pela gênese do relevo, pois seus depósitos sedimentares aprisionam evidências/respostas aos eventos denudacionais e deposicionais, se constituindo como registros da evolução das paisagens (SOMMÉ, 1990). No entanto, esses ambientes deposicionais quaternários são constantemente mexidos e descaracterizados, seja em resposta aos inputs climáticos ou pela exploração dos potenciais hídricos, pedológicos e geomorfológicos propiciados pelos rios.

### 3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Para a construção desta pesquisa, lançou-se mão de um conjunto de procedimentos e técnicas ajustados que viabilizassem a análise da evolução do relevo através dos depósitos correlativos para a elucidação das evidências associadas aos processos formadores da paisagem geomorfológica. Esta pesquisa se apoiou nos métodos de análise integrada e fisiologia da paisagem na busca da compreensão da estrutura, dinâmica e evolução do quadro paleoambiental da área de estudo.

Os procedimentos técnicos e metodológicos adotados foram agrupados em três etapas, que se diferem conforme sua operacionalização em gabinete, campo e laboratório (Quadro 2). São elas:

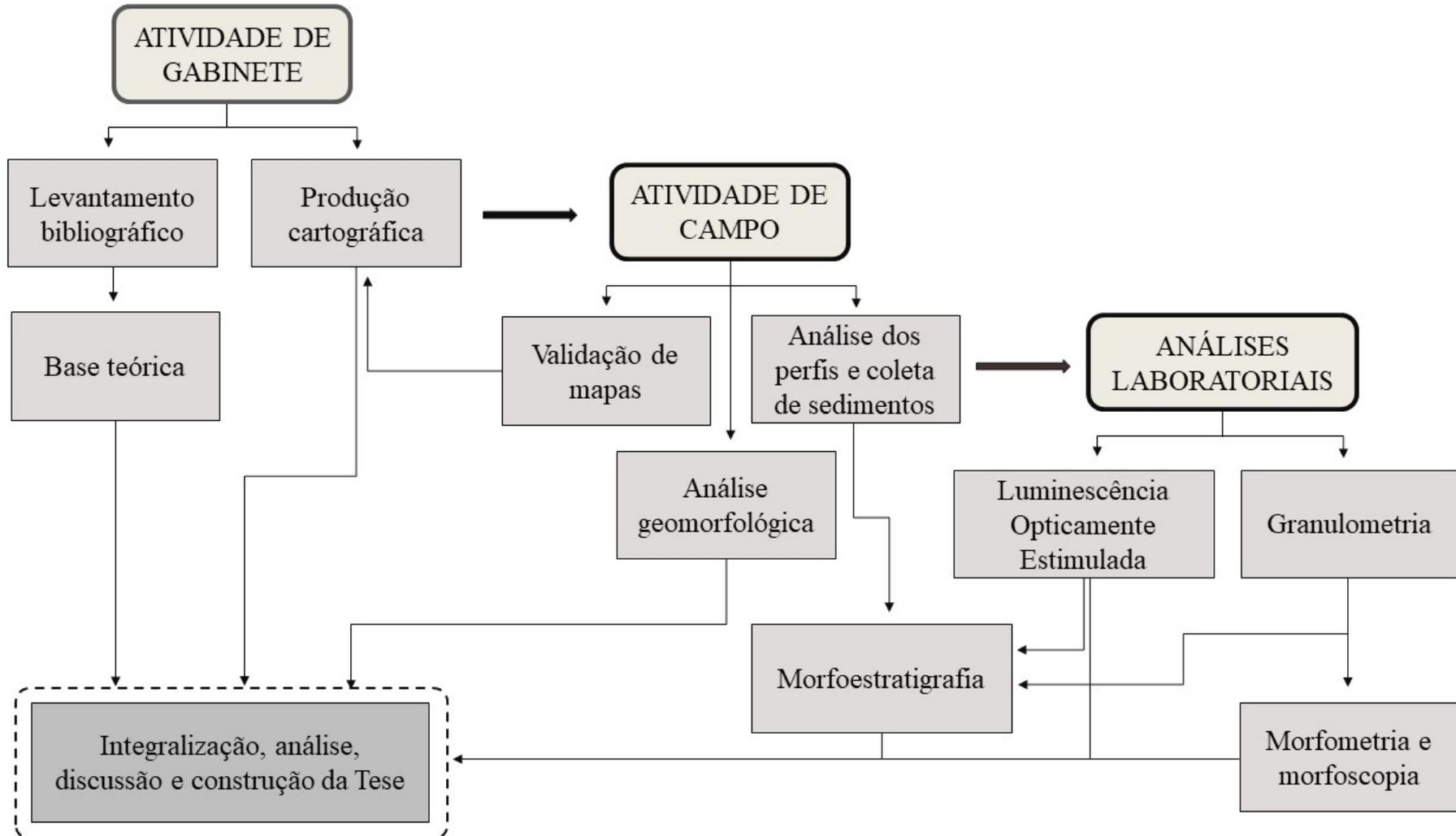
**Quadro 2.** Divisão dos procedimentos metodológicos da pesquisa em etapas.

<b>Etapas da pesquisa</b>	<b>Descrição</b>
<b>Gabinete</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Levantamento bibliográfico e cartográfico</li> <li>• Produção de mapas multitemáticos</li> <li>• Escrita da tese</li> </ul>
<b>Campo</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Coletas de sedimentos coluviais e aluviais</li> <li>• Análise morfoestratigráfica dos perfis</li> <li>• Validação de mapas</li> <li>• Registros fotográficos</li> </ul>
<b>Laboratório</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Análise sedimentológica: granulometria, morfometria e morfoscopia</li> <li>• Geocronologia dos sedimentos por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)</li> </ul>

Fonte: organizado pela autora.

Apesar de segmentadas em etapas distintas pela sua natureza operacional e ambiente em que foram desenvolvidas, tais procedimentos foram executados interconectadamente, de modo que, por vezes, se entrecruzaram e se sobrepuseram ao longo do processo, como pode ser visualizado no fluxograma síntese da metodologia (Figura 4). Embora pareçam engessadas, as metodologias em pesquisas que demandam o emprego de muitos procedimentos e técnicas em um tempo relativamente longo podem exibir um caráter fluido de idas e voltas entre os ambientes de gabinete, campo e laboratório.

**Figura 4.** Fluxograma síntese da metodologia da pesquisa



Fonte: organizado pela autora.

### 3.1 LEVANTAMENTO DE DADOS E PRODUÇÃO CARTOGRÁFICA

O uso das ferramentas do Sistema de Informação Geográfica (SIG) na análise da paisagem permite e facilita a análise, gestão e representação do espaço e dos fenômenos geográficos que nele ocorrem (BACK *et al.*, 2019). Portanto, foi imprescindível, neste trabalho, a utilização de tais ferramentas aliadas às atividades de campo e laboratoriais.

Essa etapa consistiu na produção de um banco de dados cartográficos sobre a área de estudo, que envolveu materiais e técnicas diversas. A produção dos mapas básicos e multitemáticos se deu através da aquisição e manipulação de dados vetoriais e matriciais pré-existentes no *software* ArcGis 10.8 (licença obtida pelo Laboratório de Geomorfologia e Geotecnologia – GEOTEC/UFPE). As bases cartográficas utilizadas foram convertidas à projeção cartográfica Universal Transversa de Mercator (UTM), Datum Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas de 2000 (SIRGAS - 2000).

Neste trabalho, diferentes mapas temáticos foram gerados para que caracterizar e compreender a dinâmica ambiental da paisagem atual, como: mapa de precipitação, mapa geológico, mapa das classes de solos, mapa de drenagem, mapa de cobertura e uso do solo.

Os mapas foram produzidos a partir de bases cartográficas obtidas em instituições governamentais e não-governamentais (Quadro 3). Para o mapa de localização, foram utilizadas as bases vetoriais dos limites municipais do Estado do Ceará, as sedes municipais e a malha de rodovias disponibilizada pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE (2019). Para o mapa geológico, tomou-se como base os dados vetoriais de litologia e falhas geológicas do Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM, 2020).

**Quadro 3.** Bases cartográficas utilizadas na produção dos mapas multitemáticos

<b>Dados matriciais e vetoriais</b>	<b>Fontes</b>
Temperatura de Superfície	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Global Solar Atlas (2019)</li> </ul>
Classes de Solo	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos – FUNCEME (2012)</li> <li>• Empresa Brasileira de Pesquisa em Agropecuária – EMBRAPA (2006)</li> </ul>
Litologia e falhas geológicas	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Serviço Geológico do Brasil - CPRM (2020)</li> </ul>
Limites municipais, sedes municipais, malha rodoviária.	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (2019).</li> </ul>
Cobertura e Uso do Solo	<ul style="list-style-type: none"> <li>• FUNCEME (2006)</li> <li>• Projeto MapBiomias (Coleção 7, 2021).</li> </ul>

Drenagem, Declividade,  
Hipsometria e Relevo Sombreado

- SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) do Projeto TOPODATA do Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais – INPE (2007).

Fonte: organizado pela autora.

A delimitação da bacia e extração da drenagem da área de estudo foi feita com base no Modelo Digital de Elevação (MDE), empregando as seguintes ferramentas: no módulo *Hidrology*, utilizou-se a ferramenta *Fill* para preenchimento das depressões existentes; em seguida, com a ferramenta *Flow Direction* obteve-se a direção do fluxo e com a ferramenta *Flow Accumulation*, o acúmulo de fluxo. No módulo *Spatial Analyst Tools*, executou-se a ferramenta *Con* com o objetivo de extrair a drenagem. Retornando ao módulo *Hidrology*, para a definição vetorial dos canais, usou-se a ferramenta *Stream to Feature* e, posteriormente, para gerar a raster dos limites da bacia, usou-se as ferramentas *Streamlink* e *Watershed*. Por fim, os dados em formato raster foram convertidos para o formato shapefile.

O mapa de distribuição da pluviometria média anual foi produzido a partir dos dados registrados pelos postos pluviométricos no ano de 2021 (FUNCEME, 2021), nos municípios que integram BHRC e seu entorno, para fins de cobertura total a área de estudo.

O mapeamento geomorfológico foi produzido seguindo os procedimentos técnicos e a classificação presentes no Manual Técnico de Geomorfologia (IBGE, 2009), com o objetivo de identificar e descrever os ambientes deposicionais. O referido documento agrupa as paisagens geomorfológicas em unidades de grandeza divididas hierarquicamente em Domínios Morfoestruturais, Regiões Geomorfológicas, Unidades Geomorfológicas, Modelados e Formas de Relevo Simbolizadas.

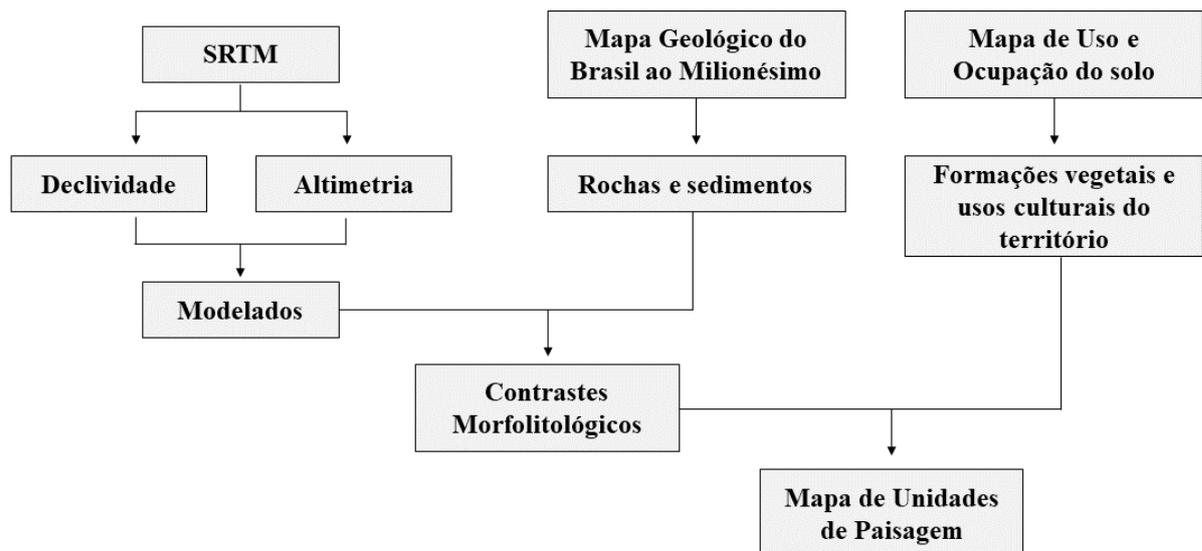
Neste trabalho, o mapa foi organizado hierarquicamente em unidades morfoestruturais, que representam categorias que respondem pelas formas maiores do relevo, tratadas em escala regional (CORRÊA et al., 2010), e delas subdividiram-se unidades menores, que correspondem às feições morfoesculturais, consideradas áreas menores que foram esculpidas por processos exógenos, como os elementos climáticos e a drenagem (OLIVEIRA; RODRIGUES, 2007). Para as feições geomorfológicas menores, que não são visualizadas na escala de representação cartográfica adotada, foram utilizados símbolos.

Os procedimentos técnicos foram executados no ambiente do ArcMap a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) e do Modelo Digital do Terreno (MDT). Como etapa inicial foram gerados os mapas de hipsometria e declividade a partir do MDE e, a partir do MDT, foram extraídas curvas de nível com intervalos de 10 m, 30 m e 50 m e foram gerados perfis topográficos. Além disso, o MDT permitiu a visualização tridimensional da superfície,

auxiliando, juntamente com os perfis topográficos e as curvas de nível, na identificação e delimitação das feições geomorfológicas. Destaca-se, também, a importância de se utilizar dados geológicos, pedológicos e de drenagem como apoio para a classificação, pois esses elementos são importantes condicionantes das formas e processos do relevo.

O mapa de unidades de paisagem foi produzido com base na metodologia descrita por Cavalcanti (2016; 2017) para o mapeamento de geossistemas no semiárido brasileiro, que utiliza, de modo geral, informações sobre os tipos de modelado, cobertura vegetal e uso da terra para caracterizar a estrutura, dinâmica e funcionamento das paisagens (Figura 5). O mapa de unidades de paisagem possui um poder de síntese da estrutura, dinâmica e funcionamento da paisagem, essencial para discutir a caracterização do contexto físico-geográfico da BHRC. Abaixo estão esquematizados os procedimentos adotados:

**Figura 5.** Fluxograma da metodologia para o mapeamento das unidades de paisagem



Fonte: modificado de Cavalcanti (2016).

Sendo o relevo, em seus atributos de altitude e declividade, um importante condicionante direto e indireto da ocorrência e distribuição dos elementos naturais, culturais e dos processos superficiais da paisagem, nesse tipo de mapeamento ele assume um papel de destaque juntamente com a cobertura vegetal e com as formas de apropriação cultural das paisagens e territórios. Dados sobre litologia e classes de solo também são levados em consideração devido à influência que exercem sobre os elementos descritos anteriormente.

As bases cartográficas utilizadas para a produção do mapa supracitado foram: SRTM, para correlação entre altimetria e declividade, e o mapa de cobertura e uso do solo, produzido

a partir dos dados do projeto de mapeamento anual da cobertura e uso do solo do Brasil-MapBiomass (Coleção 7, 2021).

O primeiro nível do mapeamento se deu com o cruzamento dos dados de hipsometria e declividade para a identificação dos modelados, a partir disso, foram somadas as informações litológicas para determinar o embasamento predominante em cada modelado e a presença de estocagem de sedimentos superficiais. Os modelados foram classificados em terras altas, baixas, planas e íngremes.

Em seguida, as informações sobre as fitofisionomias e o uso da terra foram adicionadas aos modelados para classificar os grupos de paisagens. Os limites das unidades de paisagens foram determinados primariamente pelos tipos de modelados e, em seguida, modificados em função das variações nas formações vegetais e usos culturais da terra (CAVALCANTI, 2017).

### 3.2 TRABALHOS DE CAMPO

As atividades de campo foram realizadas para fins de reconhecimento da área, validação dos mapas, análise morfoestratigráfica de perfis e coleta de sedimentos. Os campos de reconhecimento, validação dos mapas, captura de imagens, análise morfoestratigráficas e coleta de materiais sedimentares se deram nos meses de dezembro de 2020, fevereiro e novembro de 2021 e agosto de 2023. Ao longo do período relatado, foram realizadas sete atividades de campo em diferentes setores da área de estudo.

Durante os trabalhos de campo foram utilizados diversos equipamentos fundamentais para o registro de informações. Dentre esses, destacam-se aparelhos dotados de GPS (*Global Positioning System*), câmera fotográfica, pranchetas, cadernetas de campo, mapas básicos e multitemáticos (localização, litoestrutural, declividade, mapa geomorfológico, pedológico, drenagem e de unidades de paisagem) impressos em tamanho A3, machadinha para limpar os perfis, sacos plásticos para coleta, abraçadeiras de nylon, etiquetas, papel milimetrado, trena, tubos de PVC, fita adesiva transparente, martelo etc.

Para a coleta de sedimentos coluviais, foram escolhidos pontos estratégicos como cortes de estradas e áreas de voçorocamento, em ambientes deposicionais representativos. Para os sedimentos aluviais, utilizou-se a margem do canal do rio Cariús e, também, trincheira escavada em sua planície. Em todos os perfis foram feitas análises morfoestratigráficas das seções verticais e coletadas amostras para sedimentologia e geocronologia dos sedimentos.

O processo se iniciou com a limpeza dos perfis por meio de raspagem para a retirada do material superficial exposto e contaminado pelos agentes externos do ambiente e posterior

medição da profundidade do pacote. Após esse procedimento, em alguns perfis foi possível visualizar diferentes camadas de sedimento ou identificar marcadores estratigráficos, como *stonelines*, e, assim, fazer a medição do pacote sedimentar por inteiro e das camadas, individualmente. Em perfis desse tipo, as coletas foram feitas em cada camada, ou acima e abaixo das linhas de pedras, porém, em perfis visualmente homogêneos, optou-se por realizar o procedimento respeitando um limite de 30 cm entre uma amostra e outra.

Para a análise e registro das características macroscópicas e arranjos sedimentares dos níveis estratigráficos *in situ*, foram esboçados desenhos em papel milimetrado e feitas capturas de imagens fotográficas (Figura 6-B). Após esse procedimento, foram feitas as coletas para a datação por LOE utilizando canos de PVC na cor preta, com medidas de 45 cm de comprimento e 5 cm de diâmetro, inseridos horizontalmente nas camadas previamente identificadas (Figura 6-A e C). Por fim, com o objetivo de caracterizar do ponto de vista sedimentológico esses níveis estratigráficos, foram realizadas coletas de cerca de 1kg de sedimento de cada camada, utilizando sacos plásticos transparentes, abraçadeiras de nylon e etiquetas (Figura 6-D).

**Figura 6.** Procedimentos metodológicos executados em campo, com destaque para: A- Coleta de sedimento coluvial para datação por LOE; B- Análise estratigráfica do perfil aluvial; C- Tubos de PVC em perfil estratigráfico aluvial; D- Produtos da coleta para análise sedimentológica



Fonte: organizado pela autora.

Todas as amostras foram identificadas com as informações de localização do perfil de coleta, camada coletada e profundidade. Quando identificadas mais de uma camada no perfil, a coleta foi realizada de baixo para cima, como medida para evitar a contaminação das amostras inferiores pelas superiores.

Ao todo, foram feitas coletas em seis ambientes deposicionais distintos, localizados nos setores de alto e médio do curso da BHRC, totalizando 11 amostras para datação por LOE e 12 para análise sedimentológica. Essa disparidade se deu em razão de uma das camadas identificadas no perfil Colúvio Ladeira da Serra - CLS (CLS-70) não possuir sustentação suficiente para a introdução do tubo de PVC, apresentando risco de desmoronamento.

Quanto à localização e distribuição espacial dos pontos de amostragem, é importante esclarecer três aspectos:

- 1) **A concentração de amostras nos setores de alto e médio curso** se deu pela existência e acessibilidade de perfis colúviais expostos em cortes de estrada e voçorocamentos facilmente identificáveis, além de depósitos aluviais expressivos;
- 2) **A falta de amostragem no baixo curso da bacia** está relacionada a inexistência de feições geomorfológicas com declividade significativa a ponto de produzir colúvios expressivos que pudessem ser datados e comparados aos alúvios que ocorrem nesse setor.
- 3) **A baixa cobertura de pontos de amostragem em toda a área bacia** se justifica pelas dificuldades impostas pela Pandemia de COVID-19 e pela insuficiência de financiamento para os trabalhos de campo e datações.

Para fins de apresentação dos perfis estratigráficos amostrados, abaixo estão sintetizadas as principais informações quanto ao nome atribuído, identificação das amostras, profundidade do perfil e das coletas. A identificação das amostras foi formulada a partir da sigla atribuída ao perfil e da profundidade (cm) da coleta, por exemplo, a camada ARC-80 foi coletada no perfil Alúvio Rio Cariús (ARC) à uma profundidade de 80 cm, da base para o topo.

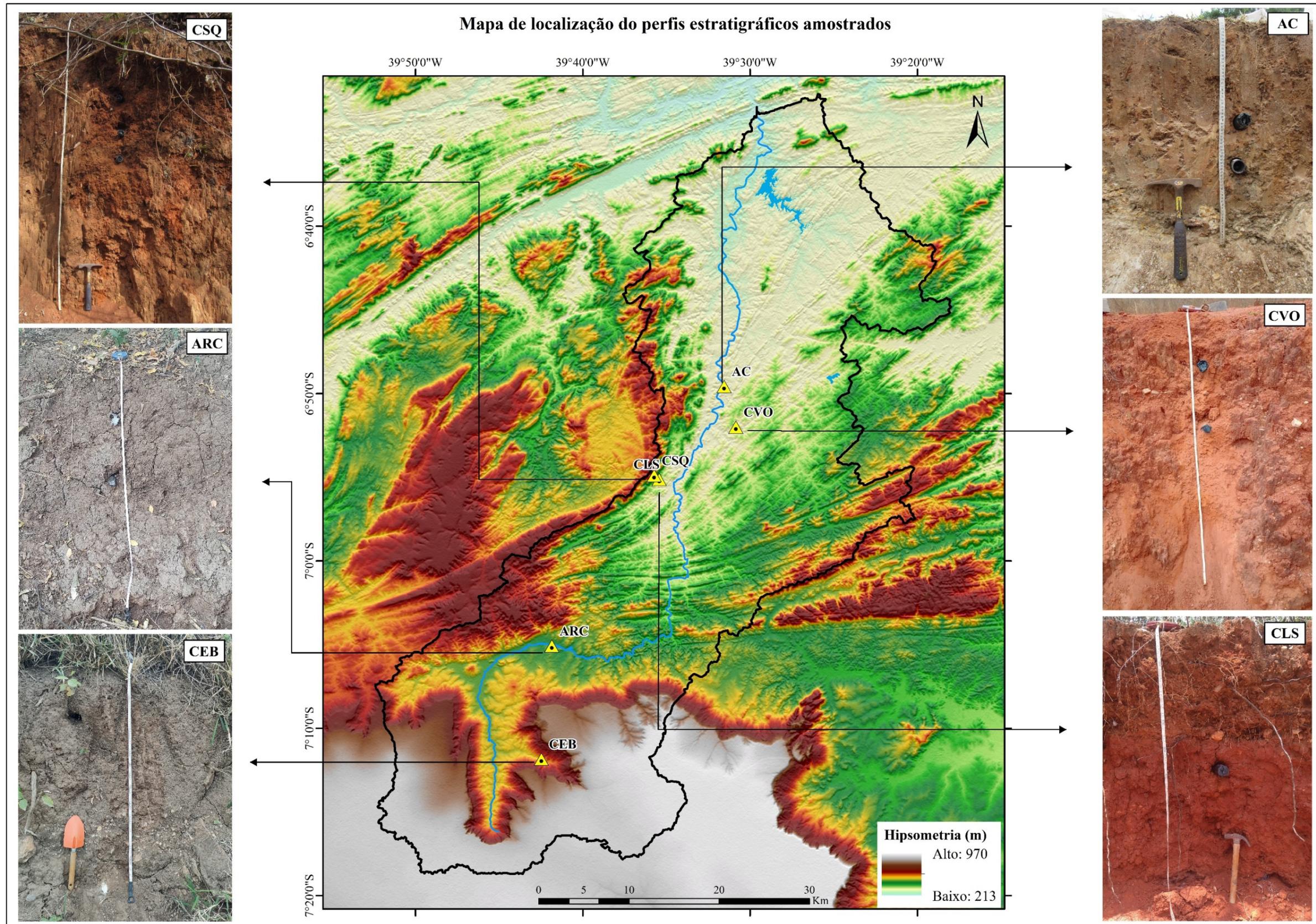
Uma caracterização geral dos perfis amostrados, com informações sobre os ambientes deposicionais, espessura do pacote sedimentar, código de identificação das coletas, coordenadas geográficas e municípios onde estão localizados, podem ser visualizadas no quadro abaixo (Quadro 4), seguido do mapa de localização dos perfis estratigráficos (Figura 7).

**Quadro 4.** Caracterização geral dos perfis estratigráficos amostrados.

Perfis estratigráficos	Espessura do pacote	Identificação das amostras	Caracterização	Coordenadas geográficas		Município
				Latitude	Longitude	
Colúvio Entrada da Barra (CEB)	100 cm	CEB-60	Perfil exposto em corte de estrada, na unidade geomorfológica Glacis de erosão, à 550 m. Via de acesso: estrada vicinal.	7°11'50.47"S	39°42'28.81"W	Santana do Cariri
Alúvio Rio Cariús (ARC)	150 cm	ARC-120	Perfil exposto na margem esquerda do leito do Rio Cariús, na unidade geomorfológica Planície Aluvial à 439 m. Via de acesso: CE-292.	7°5'4.63"S	39°41'50.97"W	Nova Olinda
		ARC-80				
Colúvio Ladeira da Serra (CLS)	100 cm	CLS-70	Perfil exposto em corte de estrada na unidade geomorfológica Encosta do Maciço de Quincuncá, à 450 m. Via de acesso: CE-230.	6°51'38.41"S	39°36'26.13"W	Farias Brito
		CLS-50				
Colúvio Serra do Quincuncá (CSQ)	200 cm	CSQ-100	Perfil exposto em cabeceira de drenagem na Encosta do Maciço de Quincuncá, à 478 m. Via de acesso: CE-230.	6°54'53.72"S	39°35'44.19"W	Farias Brito
		CSQ-80				
		CSQ-50				
Colúvio Voçoroca dos Oitis (CVO)	160 cm	CVO-130	Perfil exposto em voçoroca, em ambiente de <i>Badlans</i> , à 340 m. Via de acesso: Estrada vicinal que liga a rodovia Transamazônica (BR-230) à CE-166.	6°52'0.01" S	39°30'50.87"W	Farias Brito
		CVO-95				
Alúvio Cariutaba (AC)	70 cm	AC-43	Perfil exposto em trincheira aberta na unidade de Planície Aluvial do Rio Cariús, à 293 m. Via de acesso: CE-230.	6°49'34.41"S	39°31'33.19"W	Farias Brito
		AC-30				

Fonte: organizado pela autora

Figura 7. Mapa de localização dos perfis estratigráficos amostrados



Fonte: organizado pela autora.

### 3.3 ANÁLISE MORFOESTRATIGRÁFICA

A estratigrafia é definida por Hughes (2010) como o campo do conhecimento científico que trata da descrição de todos os corpos rochosos, incluindo os sedimentos, com base nas suas propriedades e atributos, tratando-os como corpos distintivos, úteis e mapeáveis. Ainda segundo o autor, quando a abordagem inclui a “morfologia do relevo, as características dos sedimentos e a arquitetura dos sedimentos, a sua organização em unidades distintivas, úteis e mapeáveis pode ser alcançada seguindo três abordagens: morfoestratigrafia; litoestratigrafia e; aloestratigrafia (HUGHES, 2010, p. 189).

Na definição clássica de Frye e Willman (1962, p. 112), a unidade morfoestratigráfica é compreendida como “um corpo de rocha identificado principalmente pela forma da superfície que apresenta; pode ou não ser distinto litologicamente de unidades contíguas; pode ou não transgredir o tempo ao longo de sua extensão”. No entanto, atualizações foram feitas ao conceito adicionando a essa classe os corpos sedimentares (HUGHES, 2010; SUGUIO, 2010). Desse modo, a morfoestratigrafia pode ser também definida como a “subdivisão de unidades sedimentares com base na forma da superfície” (HUGHES, 2010, p. 190).

Além disso, Moura e Meis (1984) afirmam que uma unidade estratigráfica rochosa só pode ser tomada como unidade morfoestratigráfica se estiver geneticamente ligada à forma da superfície. Assim, a “morfoestratigrafia envolve as relações genéticas entre as formas da superfície terrestre e os sedimentos subjacentes, de modo que as formas do relevo e a geometria do subsolo devem ser comparadas em uma perspectiva tridimensional” (Op. cit., p. 245). As autoras explicam que as evidências estratigráficas aliadas às formas da superfície fornecem bases para decifrar os padrões evolutivos da dinâmica do relevo.

A abordagem morfoestratigráfica visa correlacionar o estudo das formas de relevo à temporalidade e às características intrínsecas das superfícies deposicionais da paisagem (MOURA, 1994). Portanto, é uma técnica indispensável aos estudos dos depósitos quaternários e para a reconstituição da história evolutiva do relevo de uma área, devendo considerar, em sua análise, os diferentes padrões geomorfológicos de organização das paisagens, já que esses depósitos ocorrem distribuídos irregularmente sobre as múltiplas formas de relevo (SILVA; CORRÊA, 2009; SUGUIO, 2010).

De acordo com Silva (2013), as unidades deposicionais e perfis de alteração *in situ* integram a estrutura epidérmica da paisagem, e não apenas os arcabouços litológicos constituintes dos diversos embasamentos regionais, sendo, desse modo, elementos responsáveis pela sua modelagem. Com o objetivo de associar as formas de relevo com as formações

superficiais que as modelam, a análise morfoestratigráfica constituiu umas das principais ferramentas aplicada a reconstituição da história erosiva e deposicional da área de estudo

A escolha por essa técnica justifica-se por fornecer elementos capazes de esclarecer o processo de formação das coberturas superficiais, que em alguns casos, é um fator de desequilíbrio do sistema em relação à ocorrência de processos erosivos, portanto, o arcabouço estratigráfico pode ser um componente facilitador desses processos.

Para a análise morfoestratigráfica, foram observados: a disposição dos depósitos na paisagem; profundidade; estrutura e espessura das camadas sedimentares; presença de *stone lines* e seixos flutuantes; transições laterais e horizontais etc.

As seções verticais foram registradas em fotografia digital e desenhadas em papel milimetrado, para posterior construção de representações gráficas que possibilitaram enfatizar os marcadores estratigráficos contidos em cada ponto de amostragem. A partir dos esboços feitos em campo e das imagens capturadas, foi utilizado o *software* de design gráfico Canva para desenhar os perfis estratigráficos com suas respectivas características litofaciológicas. Esses registros foram posteriormente somados a caracterização feita em laboratório dos sedimentos coletados nos níveis estratigráficos identificados.

### 3.4 ANÁLISE DAS PROPRIEDADES SEDIMENTOLÓGICAS

A análise das propriedades sedimentológicas de grãos minerais é de suma importância para pesquisas que visam desvendar a história evolutiva das paisagens geomorfológicas, pois são ferramentas que auxiliam na compreensão da dinâmica dos processos superficiais da paisagem, em especial os processos de erosão e deposição, responsáveis pela modelagem do relevo. Nesse sentido, para atender aos objetivos traçados neste trabalho, as técnicas utilizadas foram: análise granulométrica, morfoscopia e difratometria de Raios-x.

#### 3.4.1 Análise granulométrica dos sedimentos

A análise granulométrica de partículas é considerada uma técnica importante para trabalhos desta natureza, pois consiste na determinação das dimensões das partículas e no tratamento estatístico dessas informações, com o objetivo de fazer inferências sobre a proveniência, tipo transporte, ambiente deposicional, a velocidade da deposição e os eventos mobilizadores envolvidos (DIAS, 2004).

De início, foi feita a separação dos sedimentos grossos (areia e cascalho) e finos (silte e argila) por peneiramento, seguindo os procedimentos descritos por McManus (1988). Para realizar esse procedimento, foram utilizados materiais como quarteador, hexametáfosfato de sódio, água destilada, estufa, balança, agitador mecânico, *Rotap* e jogo de peneiras de aço com intervalos sucessivos de 1 phi ( $\Phi$ ) (2mm, 1mm, 0,500mm, 0,250mm, 0,125mm e 0,062mm).

▪ **Separação das frações de cascalho, areia grossa, areia média, areia fina e areia muito fina:**

- 1) Cada amostra foi dividida de maneira indiscriminada com o quarteador, até que se chegasse ao valor de 100g. Esse processo é importante para que todas as propriedades da amostra estejam representadas nessa alíquota.
- 2) Essa alíquota foi colocada em uma solução composta por 5g de Hexametáfosfato de Sódio dissolvidos em 1000ml de água destilada, e levada ao agitador mecânico por 30 minutos, com o objetivo de desflocular.
- 3) Em seguida, a amostra foi lavada com água destilada em uma peneira de 62 $\mu$ m (0,062 mm) para separar as frações silte e argila. Em seguida, as frações arenosas retidas na peneira foram levadas para secar em estufa à 60°C.
- 4) Após a secagem, foi feita a pesagem das frações arenosas retidas na peneira e verificada a quantidade de silte e argila que a amostra continha.
- 5) As frações arenosas foram, então, colocadas no jogo de peneiras, inseridas no *Rotap* e agitadas por um intervalo de tempo de 15 minutos.
- 6) Por fim, a quantidade de cada fração foi retirada das peneiras com auxílio de escovas apropriadas e, em seguida, pesadas. Essa etapa é importante para a determinação do quantitativo das frações de cascalho, areia grossa, areia média, areia fina e areia muito fina.

▪ **Separação das frações de silte e argila:**

Em decorrência da natureza peculiar das argilas, por não se encontrarem individualizadas na natureza e por seu tamanho não visível a olho nu, é necessário o uso de técnicas especiais que permitam a separação e análise dessa fração. Esse também é o caso do silte. Desse modo, após a separação dos sedimentos mais grosseiros, partiu-se para a separação das frações de silte e argila utilizando a técnica da pipetagem, de acordo com as instruções de Lewis e McConchie (1994).

Para a execução dessa técnica, os materiais utilizados foram: quarteador, peneira de aço de 62 $\mu$ m (0,062 mm), 5g de Hexametáfosfato de Sódio, água destilada, proveta, pipeta, beakers, estufa, etiquetas e balança. Utilizando novamente a técnica de quarteamento, separou-se uma

alíquota de 20g de cada amostra total, que foram posteriormente colocadas na peneira e lavadas com uma solução composta por 5g de Hexametáfosfato de Sódio dissolvidos em 1000ml de água destilada. A água resultante da lavagem foi capturada e, então, posta na proveta para o processo de decantação.

Seguindo a tabela de tempo e profundidade para a decantação, em relação à temperatura do ambiente, o material contendo diferentes tamanhos de partículas foi pipetado e depositado em beakers previamente pesados e numerados. Após esse o procedimento, o material foi transferido para estufa e secado a temperatura de 105°C e depois transferido para os beakers, onde foram pesados para averiguação da quantidade de material coletado.

Os procedimentos descritos anteriormente foram realizados nas dependências do Laboratório de Geomorfologia Costeira e Oceânica – LGCO, da Universidade Estadual do Ceará – UECE e no Instituto de Ciências do Mar – LABOMAR, da Universidade Federal do Ceará – UFC.

A partir dos valores da granulometria foram construídas representações gráficas como os histogramas de cada amostra e suas respectivas curvas cumulativas, a fim para facilitar a visualização e análise dos dados quantitativos.

Utilizando o *software* SysGran, versão 3.0, os valores obtidos em grama das frações granulométricas foram submetidos a tratamento seguindo os parâmetros estatísticos sintetizados por Folk e Ward (1957), a fim de definir a classificação textural, o grau de seleção (Tabela 1), grau de assimetria (Tabela 2) e a curtose (Tabela 3). Posteriormente, as amostras foram classificadas empregando os diagramas triangulares de Shepard (1954), para classificação textural, e Pejrup (1988), para averiguação da atividade hidrodinâmica das amostras.

**Tabela 1.** Valores quantitativos 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: sintetizados a partir de Folk e Ward (1957).

**Tabela 2.** Valores quantitativos 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: sintetizados a partir de Folk e Ward (1957).

**Tabela 3.** Valores quantitativos para descrição de 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: sintetizados a partir de Folk e Ward (1957).

Os valores de assimetria fornecem “indicações sobre a natureza do fluxo de transporte de sedimentos, seja ele unidirecional (assimetria positiva) ou bidirecional (assimetria negativa)” (LISTO et al. 2023, p. 61). De acordo com os autores, valores muito positivos estão relacionados à fácies arenoso-argilosa e os valores muito negativos, à fácies argilo-arenosa e siltosa-argilosa.

Os valores de curtose refletem o grau de achatamento da distribuição granulométrica em comparação com a curva de distribuição normal (curva em sino) (Op. cit). Ou seja, curvas muito achatadas (platicúrticas) refletem sedimentos mal selecionados, ou com distribuições polimodais, enquanto as curvas de amostras extremamente bem selecionadas nos setores centrais da distribuição, são leptocúrticas (MACMANUS, 1998).

### 3.4.2 Análise morfoscópica e morfométrica dos sedimentos

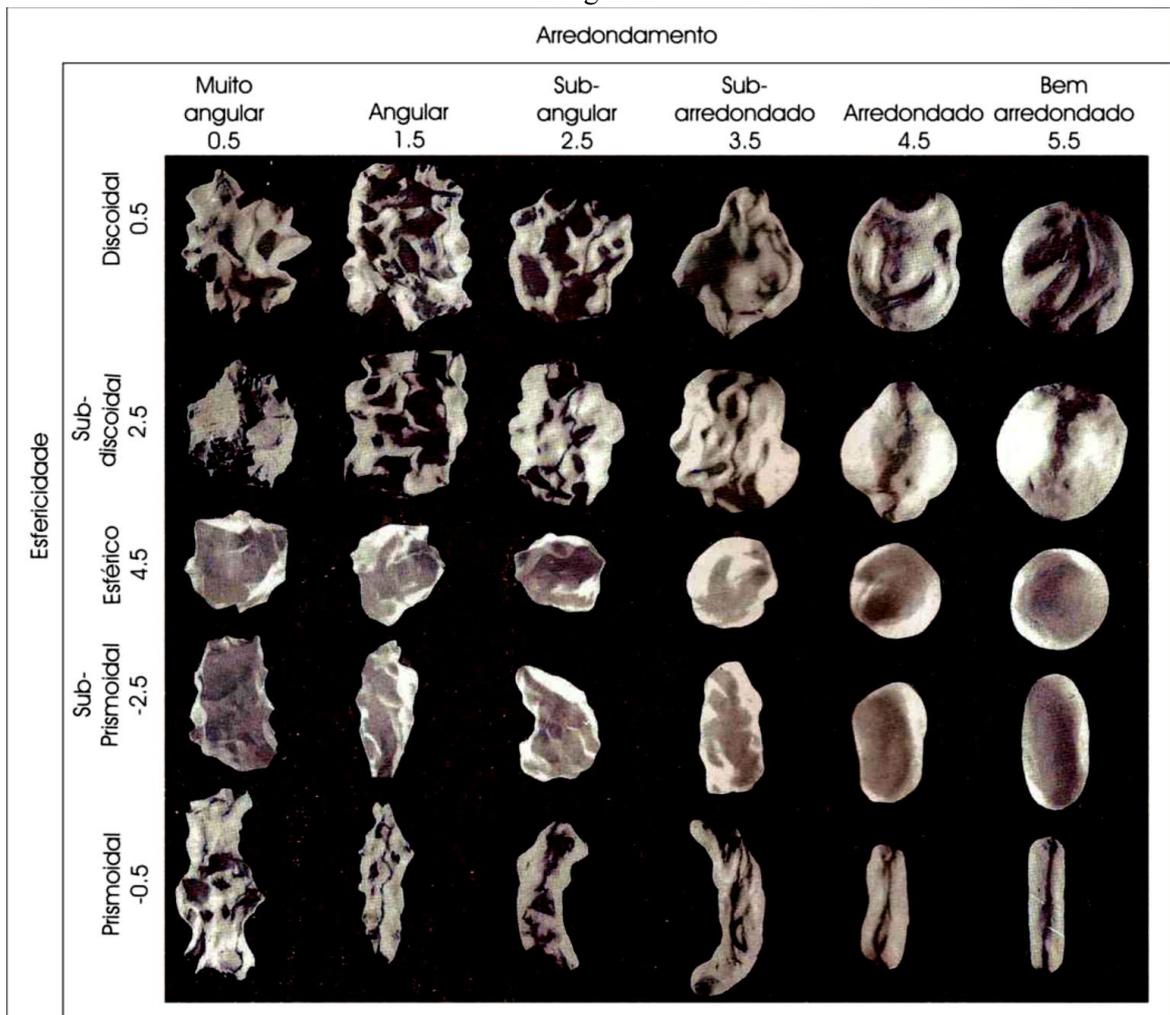
Essa técnica consiste no estudo morfológico e morfométrico dos grãos de areia, ou mesmo de outros materiais granulosos de origem mineral. É executada a partir da caracterização e análise os grãos com base em atributos físicos, como por exemplo arredondamento, esfericidade, textura, opacidade etc., constituindo uma ferramenta importante, pois ajuda a

elucidar se o material sedimentar foi transportado a longas ou curtas distâncias e a qual tipo de transporte ele foi submetido.

A execução desse procedimento consistiu na separação de 100 gramas de cada amostra e posterior lavagem em água corrente para a remoção dos finos. Em seguida houve a secagem na estufa a uma temperatura de 60°C e peneiramento para obtenção da fração de areia média (0,250mm). A escolha do tamanho da fração justifica-se por representar o ponto intermediário entre o predomínio do transporte por tração (grãos > 0,400mm) e por suspensão (grãos < 0,200mm) (LIMA, 2015).

Seguindo as etapas descritas por Grahan (1988), a análise microscópica dos grãos foi feita utilizando uma lupa binocular, a partir do enquadramento no diagrama de Power (1982 *apud* GRAHAN, 1988), que dispõe da relação entre os atributos de grau de arredondamento e esfericidade do grão (Figura 8).

**Figura 8.** Diagrama para comparação visual dos diferentes graus de arredondamento e esfericidade dos grãos.



Fonte: Power (1982) *apud* Grahan (1988).

Também foram observados e descritos os atributos físicos de textura, se brilhante, fosco ou polido, de opacidade, se transparente ou opaco, e a composição mineralógica, se o material é homogêneo ou heterogêneo. Além disso, foram identificados os tipos de minerais existentes em cada amostra a partir do guia de identificação de minerais pesados, presentes na obra *Minerais em grãos* (PEREIRA; AVILA; LIMA, 2005).

O grau de arredondamento é definido com base na presença ou ausência de ângulos nos cantos e arestas dos grãos, já a esfericidade é dada pelo quanto o grão aproxima-se de uma esfera (SILVA, AMARAL, ARAÚJO, 2020). De acordo com Grahlan (1988, p. 15), análises dessa natureza podem ajudar a identificar características como “controle litológico da forma da partícula, classificação da forma e do tecido deposicional”.

As amostras foram analisadas e descritas no âmbito do Laboratório de Geomorfologia Costeira e Oceânica – LGCO, da Universidade Estadual do Ceará – UECE.

### 3.5 GEOCRONOLOGIA DOS SEDIMENTOS POR LUMINESCÊNCIA ÓPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE)

Uma das técnicas geocronológicas mais difundidas no meio científico é a datação por radiocarbono, ideal para determinar a idade de materiais contendo carbono, que foram depositados nos últimos 40 mil anos. Porém, essa técnica possui limitações quando se trata de materiais mais antigos, sobretudo por possuírem poucos resquícios de carbono ou matéria orgânica. Nesses casos, pode-se recorrer ao uso de técnicas de luminescência por meio de estimulação térmica, quando se trata da Termoluminescência (TL), ou estimulação óptica (luz) chamada de Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) (STOKES, 1999).

Woodward (2014) afirma que o uso da LOE é particularmente útil para datar sedimentos eólicos e fluviais depositados em planícies de água glacial derretida, pois esses depósitos são muitas vezes inadequados para datação por radiocarbono por conterem pouco ou nenhum material orgânico. Tal constatação também se aplica aos depósitos encontrados nas áreas mais secas do semiárido brasileiro, reforçando a adequabilidade da técnica geocronológica adotada neste trabalho.

O surgimento dessa técnica se deu em 1985 (HUNTLEY; GODFREY-SMITH; THEWALT, 1985) e foi considerada, na época, um divisor de águas para as metodologias de datação usadas, além de fornecer um estímulo importante para futuros desenvolvimentos e descobertas em todo o espectro das técnicas de luminescência (STOKES, 1999), pois permitiu que a idade da deposição de sedimentos fosse estabelecida para uma ampla variedade de

ambientes deposicionais quaternários como, por exemplo, leques e planícies aluviais, campos de dunas, terraços fluviais, colúvios etc.

O método de datação por estimulação óptica permite avaliar o tempo decorrido desde que os grãos minerais cristalizados foram expostos à luz solar pela última vez (PREUSSER et al., 2008). Abrangendo uma gama de técnicas, o método baseia-se no acúmulo de cargas radioativas aprisionados em minerais cristalinos, como quartzo e feldspato, que se comportam como dosímetros que absorvem essa ionização e armazenam elétrons” (WOODWARD, 2014, p. 114), mantendo-os aprisionados em suas redes cristalinas que funcionam como armadilhas. Desse modo, é possível estabelecer, através de idades absolutas, o período em que os clastos componentes de um sedimento foram soterrados.

Conforme dito por Preusser et al. (2008), existe uma variedade de minerais apresentam o fenômeno da luminescência, no entanto, a aplicação da LOE para fins de datação é mais recorrente nos minerais quartzo e feldspato, pelos seguintes motivos: sua abundância em sedimentos na maioria dos ambientes geológicos; sua capacidade de cumprir os requisitos de sensibilidade à dose de radiação; características comportamentais; e apresentam resistência ao intemperismo em comparação com outros minerais. Além disso, “o sinal de luminescência tanto no feldspato quanto no quartzo é suficientemente branqueável à luz do dia, é estável durante longos períodos de tempo e o crescimento do sinal pode ser facilmente descrito usando funções matemáticas para o comportamento físico” (PREUSSER et al., 2008, p. 100).

Uma outra grande vantagem da LOE, é que pode ser aplicado em um intervalo de tempo muito amplo, desde depósitos muito jovens (100 anos A.P.) até sedimentos com mais de um milhão de anos (SILVA; CORREA, 2009; WOODWARD, 2014; GUERRA, 2019). Assim sendo, do ponto de vista geomorfológico, os métodos de datação por luminescência, sobretudo as técnicas de datação óptica, são ferramentas poderosas nas pesquisas que buscam a reconstituição dos processos formativos das feições deposicionais quaternárias, fornecendo controle de idade para sedimentos que abrangem o último ciclo interglacial-glacial, “e possivelmente uma série de ciclos anteriores ao o mais recente” (STOKES, 1999, p. 168).

Diante da gama de técnicas, nesta pesquisa foi utilizado o protocolo SAR (*Single Aliquot Regeneration*), com o objetivo de estabelecer uma cronologia dos eventos deposicionais ocorridos durante o Quaternário, sendo possível estabelecer padrões desde eventos climáticos regionais de grande magnitude, até episódios erosivos recentes que desencadearam alterações nos padrões de uso do solo (CORRÊA, 2001; SILVA, 2013).

As amostras de sedimentos foram coletadas de acordo com os procedimentos descritos por Corrêa (2001). Foram utilizados tubos de PVC na cor preta com dimensão de 40 cm de

comprimento por 5 cm de diâmetro. Essa recomendação se dá em virtude da quantidade de material necessária para a realização de todas as medições provenientes do mesmo nível estratigráfico, evitando assim uma amostragem posterior com contaminação por materiais procedentes de outros níveis estratigráficos.

Os tubos foram inseridos em posição horizontal com ajuda de martelo na unidade estratigráfica a ser datada. Após a coleta, as extremidades dos tubos foram vedadas com sacos plásticos na cor preta e filme de silicone para evitar a contaminação por luz solar e a perda de umidade. Além de vedadas, as extremidades foram identificadas com as palavras “Dentro” e “Fora”, de modo a orientar o lado do tubo que esteve totalmente inserido no interior do pacote sedimentar.

As datações de LOE foram realizadas pela empresa Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA (SP), usando o método SAR, que consiste na determinação da Dose Equivalente (DE) usando uma mesma alíquota para cada curva de calibração, sendo possível encontrar pelo menos de 5 a 25 idades para cada amostra (DATAÇÃO LTDA, 2022).

Em laboratório, os canos de PVC contendo as amostras são abertos em ambiente de luz vermelha, a partir da extremidade que foi inserida no perfil estratigráfico, identificada em campo com a palavra “Dentro”. Em seguida, os sedimentos são tratados físico-quimicamente a partir dos seguintes procedimentos experimentais usados pela empresa de Datação LTDA (2022):

Recomendação: Usar pelo menos  $n \geq 5$  alíquotas com 3 mg de material.

1. Pré-aquecimento de 200-240°C por 10 s (eliminar elétrons instáveis em armadilhas rasas)
2. Medir a LOE natural = LN (estimulação por 40 s, a 125°C)
3. Irradiar com dose teste para correção da sensibilidade (10-20% da DE) = DT
4. Pré-aquecimento de 200-240°C por 10s
5. Medir a LOE = TN
6. Irradiar com luz
7. Irradiar com dose regenerativa = D1
8. Pré-aquecimento de 200-240°C por 10 s
9. Medir LOE = L1 (estimulação por 40s, a 125°C)
10. Retornar para 3, aumentado o valor da dose regenerativa.
11. Repetir para Dose Zero para verificar a regeneração do sinal de LOE.
12. Repetir a dose D1 para verificar a reciclagem do sinal de LOE.

Em seguida, foram construídos os Gráficos de LOE,  $RX = LX / TX$  ( $x = 3$  até  $5$ ) (eixo Y) versus Dose (eixo X), onde foram inseridos o nível da LOE natural corrigida, que é  $RNAT = LN/TN$  e o valor  $LN/TN$  rebatido na curva de calibração. Após esse cruzamento são obtidos os valores da Dose Equivalente no eixo X. A eficiência do protocolo SAR pode ser, então, avaliada a partir dos testes de recuperação e reciclagem (DATAÇÃO LTDA, 2022).

## 4 COMPLEXIDADE DA PAISAGEM ATUAL NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CARIÚS

Este capítulo tem como objetivo discutir de forma integrada a relação entre os elementos que compõem a estrutura, dinâmica e funcionamento da paisagem da BHRC. Para isso, a interpretação dos mapas multitemáticos e do Mapa de Unidades de Paisagens foram fundamentais para o entendimento da espacialização e correlação desses elementos, que produzem as diferenciações dos grupos paisagísticas da área de estudo.

Além da discussão dos mapas, a construção deste capítulo se deu a partir da compilação de estudos empíricos clássicos, de relevância histórica, e também recentes para o semiárido brasileiro, de um modo geral, e para a área de estudo, especialmente.

De modo geral, as paisagens do semiárido brasileiro tem sua fisiologia intrinsecamente relacionada às condições climáticas, onde elementos como a umidade e temperatura, em combinação com fatores como o relevo, cobertura vegetal etc., produzem padrões naturais distintos. Nesse jogo de controles e influências, o tipo e resistência do substrato geológico surge para determinar a ocorrência e intensidade dos processos intempéricos, pedogenéticos e morfogenéticos, principais responsáveis pela modelagem do relevo terrestre.

### 4.1 CONDICIONANTES CLIMÁTICOS REGIONAIS E LOCAIS

Como um dos elementos formadores da paisagem, discutir o papel do clima no contexto geoambiental de qualquer ambiente “é de relevante importância já que influencia o regime dos rios, o escoamento fluvial e a disponibilidade hídrica de uma região” (ZANELLA, 2014, p. 127), elementos essenciais para a manutenção dos ecossistemas e da sociedade.

Esse fato se torna ainda mais relevante quando se trata da Região Semiárida do Brasil, posicionada latitudinalmente em uma zona de alta incidência de insolação, em que as taxas de evapotranspiração potencial dos solos e da vegetação superam a média pluviométrica anual, contribuindo para o déficit hídrico (RIBEIRO; MARÇAL; CORRÊA, 2010).

De acordo com Moura et al. (2019, p. 86), “o semiárido brasileiro é caracterizado por um conjunto de períodos com balanço hídrico negativo, resultantes da precipitação média anual inferior a 800 mm, da insolação média de 2.800 horas anuais e umidade relativa anual em torno de 50%”. Apresentando, também, variabilidade sazonal com grandes concentrações pluviométricas na porção setentrional durante as estações de verão e outono influenciadas por

sistemas atmosféricos, como a Zona de Convergência Intertropical e os Vórtices Ciclônicos (MENEGHETI; FERREIRA, 2009).

Essa dinâmica é promovida pela interação de diferentes fatores e sistemas atmosféricos, como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), formada pela confluência dos ventos alísios de nordeste e de sudeste, os Vórtices Ciclônicos de Ar Superiores (VCAS), que se formam sobre o Atlântico entre os meses de outubro e março e atingem o continente em um movimento de leste a oeste, e os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), que provocam chuvas fortes e de curta duração (Op. cit.).

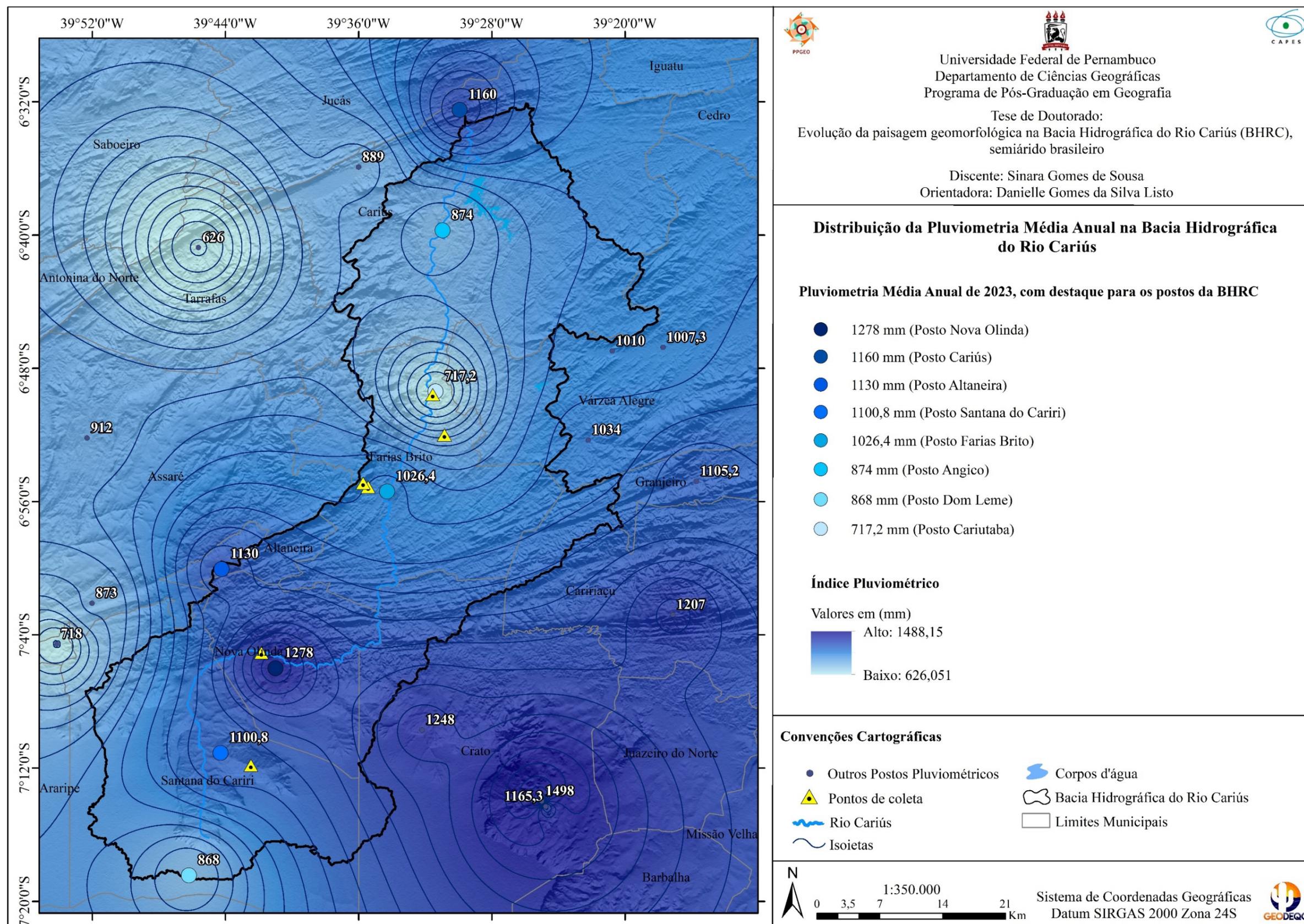
Além desses sistemas, tem-se a influência indireta e episódica dos fenômenos de El Niño e La Niña, associados à atuação do Dipolo do Atlântico, na inibição ou favorecimento da incidência de chuvas. Os dois primeiros são caracterizados pelo aquecimento e resfriamento anômalos das águas do Oceano Pacífico Equatorial. Já o último é referente à diferença da anomalia de Temperatura Superficial do Mar (TSM) entre o Oceano Atlântico Norte e o Oceano Atlântico Sul, dividindo-se em Dipolo Positivo (Aquecimento do Atlântico Sul) e Dipolo Negativo (Resfriamento do Atlântico Sul) (MOURA et al., 2019).

Durante o El Niño ocorre o deslocamento anômalo da Célula de Walker ocasionando a formação de uma corrente de ar quente descendente sobre a faixa equatorial do Atlântico Sul, na altura das regiões Norte e Nordeste do Brasil. Dependendo da intensidade e do período do ano em que ocorre, e quando associado ao Dipolo Positivo do Atlântico, pode inibir a descida da ZCIT, contribuindo com a ocorrência dos eventos extremos de seca, principalmente na porção setentrional do Nordeste (ZANELLA, 2014; KAYANO et al., 2016).

O oposto ocorre em anos de atuação do fenômeno La Niña, principalmente quando associado ao Dipolo Negativo, em que as chuvas nas regiões Norte e Nordeste são abundantes e superam as médias pluviométricas anuais, em contraponto às secas que ocorrem nas demais regiões brasileiras.

Esses sistemas atmosféricos, em combinação com fatores de controle climático, como o relevo, a cobertura vegetal e a continentalidade, atribuem ao semiárido brasileiro uma das suas características mais marcantes que é a irregularidade espacial e temporal das chuvas. Em relação a irregularidade espacial, é possível visualizá-la ao longo do território da BHRC a partir dos quantitativos pluviométricos registrados nos postos dos municípios inseridos na bacia e seu entorno, apresentados no mapa de distribuição espacial da média pluviométrica anual do ano de 2023 (Figura 9).

Figura 9. Mapa de Distribuição da Média Pluviométrica Anual

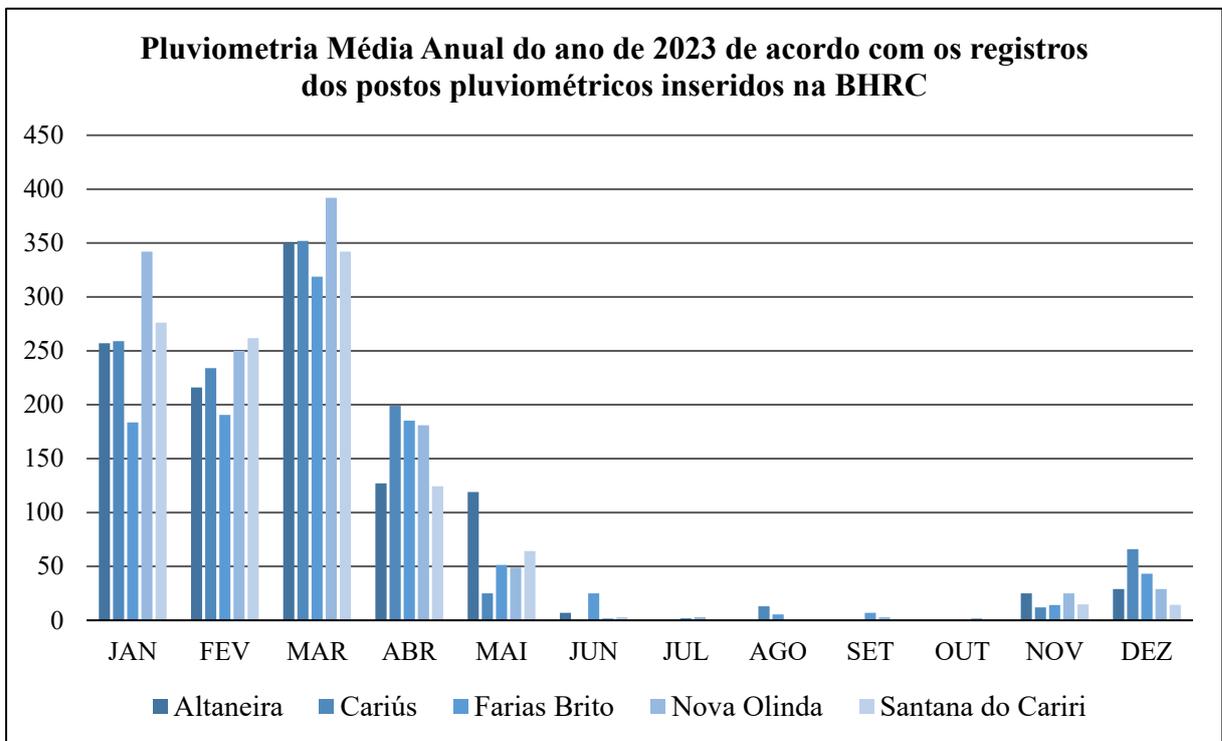


Fonte: FUNCEME (2023). Organizado pela autora.

Em termos quantitativos, os índices pluviométricos do ano de 2023 na área de estudo se mostraram elevados, com cinco postos registrando médias acima dos 1000 mm e outros 3 postos com registros pluviométricos de 700 a 900 mm. Entre os maiores e menores quantitativos, destaca-se o posto de Cariús com maior quantitativo, cerca de 1160 mm, e para o posto de Cariutaba, município de Farias Brito, com o menor registro, cerca de 717,2.

Quanto a irregularidade e má distribuição temporal das chuvas na área de estudo, segue-se o padrão predominante em grande parte da região semiárida brasileira, como mostra o gráfico sobre a Pluviometria Média Anual do ano de 2023 registrada pelos postos pluviométricos inseridos na BHRC (Gráfico 1).

**Gráfico 1.** Pluviometria Média Anual do ano de 2023 na BHRC



Fonte: FUNCEME (2023). Organizado pela autora.

A concentração das chuvas nos quatro primeiros meses do ano representa a denominada quadra chuvosa, com picos mais elevados durante o mês de março e quedas bruscas entre os meses abril e maio. A partir de junho inicia-se o período de estiagem, com cerca de oito meses de ausência ou baixa ocorrência de chuvas.

Os picos pluviométricos registrados no mês de março em todos os postos inseridos na área de estudo se deram por influência da Zona de Convergência Intertropical, que nesse período do ano encontra-se bem posicionada sobre a porção sul do estado do Ceará, provocando

precipitações importantes em termos quantitativos e qualitativos, para a manutenção dos ecossistemas semiáridos.

Ao analisarmos a distribuição espacial das chuvas, algumas áreas do mapa apresentam concentração por influência dos fatores geográficos do clima, como o relevo, no caso das encostas da Chapada do Araripe, que funcionam como barreiras para os ventos quentes e úmidos que, ao encontrarem obstáculos orográficos em seu curso, tendem a subir, condensar e, então, precipitar em forma de chuva.

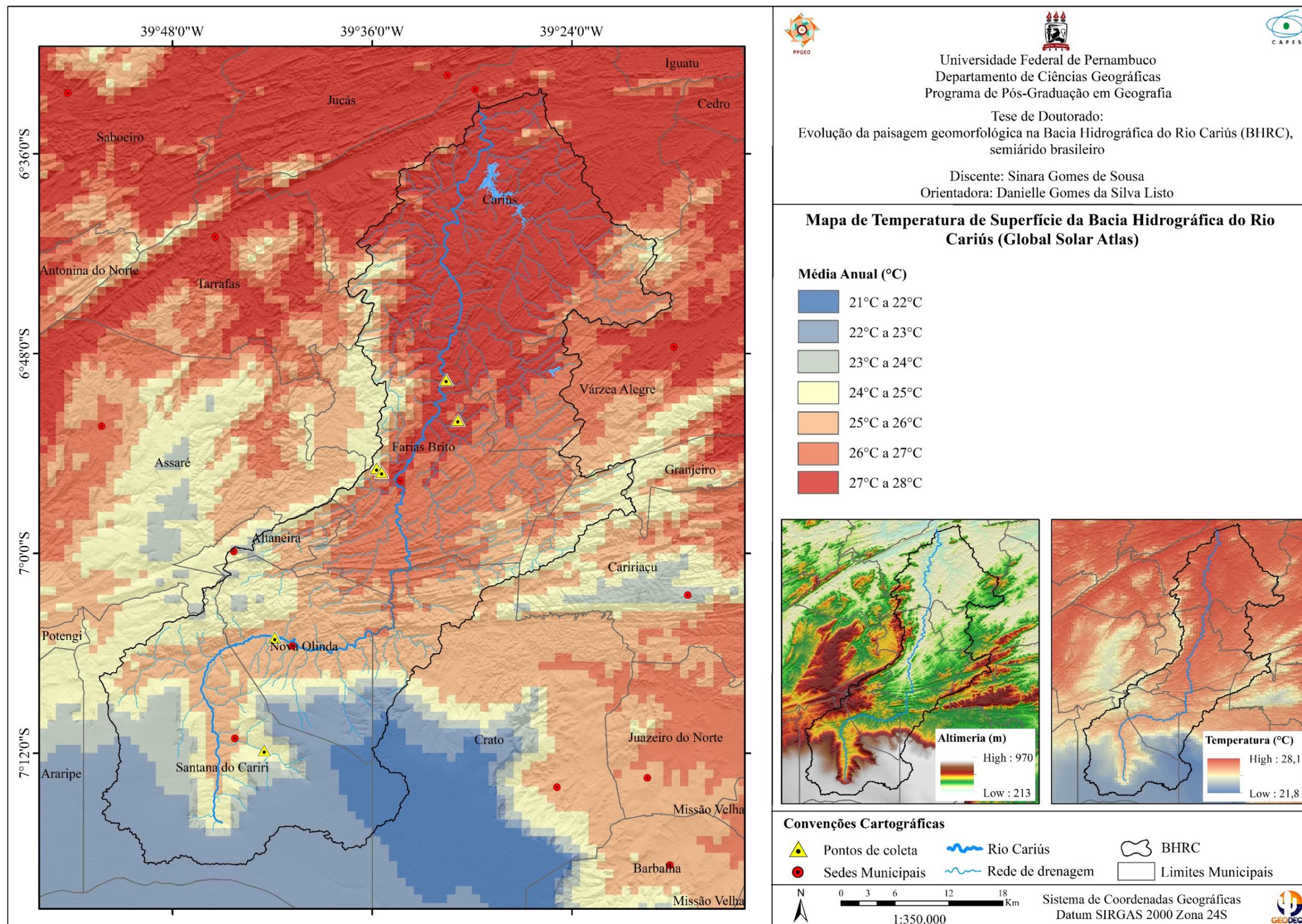
Esse fato tem implicações importantes sobre a dinâmica natural das paisagens da Chapada. Do ponto de vista morfodinâmico, são nesses setores mais úmidos que a morfodinâmica é intensa, sobretudo nas vertentes inclinadas, onde a erosão e os movimentos de massa produzem expressivos depósitos de colúvio, enquanto que nas vertentes mais secas predomina a formação de depósitos de tálus (LIMA, 2015; CORRÊA et al, 2021).

Nesse sentido, percebe-se claramente a influência do fator orográfico na distribuição espacial da precipitação, fato que também se repete ao observarmos o mapa de Temperatura de Superfície. A espacialização das médias de temperaturas anuais do ano de 2019 (Figura 10) para o recorte estudado e seu entorno são um reflexo da relação intrínseca entre a altitude e o aquecimento da superfície terrestre e da atmosfera.

As altas temperaturas ao longo do ano são uma característica marcante da região semiárida e das demais regiões que se encontram próximas a latitude 0°, submetidas a forte radiação solar durante todo o ano. No entanto, “em locais mais específicos, influenciados por altitudes superiores a 1000 m (em áreas da Chapada Diamantina e da Borborema, por exemplo), as médias são inferiores a 20°C” (ZANELLA, 2014, p. 128), como é o caso, também, da Chapada do Araripe, onde são registradas as menores médias de temperatura – cerca de 21°C a 24°C – no contexto da área de estudo.

Em contraponto, entre os planaltos e serras situam-se as superfícies rebaixadas onde são registradas temperaturas elevadas entre 25°C e 28°C, representadas cartograficamente com a cor vermelha. Um fator agravante para essa situação é a baixa circulação de ventos, mais frequentes nas grandes altitudes do entorno, agravando o índice de calor. No mapa de temperatura de superfície (Figura 10), percebe-se que, quanto mais afastados da área de influência das altitudes elevadas, maiores são as temperaturas.

Figura 10. Mapa de Temperatura de Superfície.



Fonte: organizado pela autora a partir de Global Solar Atlas (2019).

Ao correlacionarmos as informações sobre temperatura e precipitação com o contexto geoambiental geral, é como se todos os elementos da paisagem convergissem para criar um espaço em que a vida encontra desafios para se desenvolver, pois, para além da rispidez do clima, a estrutura geológica, predominantemente composta por rochas ígneas e metamórficas, possui reduzida capacidade de infiltração dificultando a recarga e armazenamento de águas subterrâneas.

No entanto, “em virtude de esforços tectônicos” (ZANELLA, 2014, p. 135), na região existem inúmeras falhas e fraturas cortando a estrutura rochosa e criando espaços de acomodação, que permitem a entrada e armazenamento de água, além dos espaços vazios decorrentes da dissolução das rochas. Quanto as drenagens superficiais, no semiárido predominam rios efêmeros e intermitentes em razão do regime pluviométrico, da baixa recarga hídrica subterrânea e da baixa capacidade de armazenamento dos mantos de intemperismo, em sua maioria rasos.

Apesar da área de estudo estar situada no *core* do semiárido, seu alto curso ocorre em um dos denominados “espaços de exceção” do semiárido brasileiro (GUERRA, 2019), cujos condicionantes, como a “disposição topográfica que favorece ao melhor aporte de umidade, sendo pela altitude ou pela disponibilidade hídrica e/ou pela capacidade de armazenamento de águas subterrâneas”, destoam do cenário geoambiental do entorno (Op. cit., p. 18). O próximo tópico aborda os detalhes dessa excepcionalidade e suas repercussões no contexto ambiental geral da bacia.

Por fim, vale destacar que, em virtude da convergência dos fatores de ordem climática, geológica e hidrogeográfica com os indicadores socioeconômicos e a falta de políticas públicas de convivência com a semiaridez, a região semiárida brasileira apresenta o mais alto nível de vulnerabilidade do país frente às mudanças climáticas, implicando em alterações climáticas, fitogeográficas, sociais e econômicas, de uma população sertaneja que há muito sofre com a pobreza, a fome e a sede (NÓBREGA; SANTIAGO; SOARES, 2016).

#### 4.2 CONFIGURAÇÃO HIDROGEOLÓGICA E GEOMORFOLÓGICA

Situada na porção setentrional da Província Borborema, a Bacia Hidrográfica do Rio Cariús está inserida em dois domínios geológicos e morfoestruturais distintos, de expressões regionais importantes: seu alto curso concentra-se na Bacia Sedimentar do Araripe, nos patamares de encostas e vales encaixados da Chapada do Araripe, enquanto aos setores do

médio e baixo curso estão inseridos no complexo cristalino da Superfície Sertaneja semiárida cearense.

Em termos cronoestratigráficos, ao longo da área de estudo, tem-se a ocorrência de rochas metamórficas e ígneas antigas que datam do paleoneoarqueano e paleoproterozóico, a rochas sedimentares cretáceas. Além de sedimentos inconsolidados quaternários, originados pela dinâmica geomorfológica recente. Desse modo, a abordagem descritiva-interpretativa que se segue foi construída seguindo a ordem cronológica dos eventos tectonoestruturais e deposicionais que envolveram a porção setentrional do Nordeste brasileiro, responsáveis pela formação dos terrenos cristalinos sertanejos e da Bacia do Araripe.

Para entender a história evolutiva do contexto geológico-geomorfológico da porção setentrional do Nordeste brasileiro é necessário, como nas palavras de Claudino-Sales (2015, p. 16), reconstituir a história do “Nordeste antes do Nordeste”.

Os terrenos que perfazem o que hoje conhecemos como América do Sul e, mais especificamente, o Nordeste brasileiro, existem desde o surgimento das primeiras massas continentais e, portanto, estiveram envolvidas em todos os eventos tectônicos de separação e aglutinação de continentes. A morfoestrutura do Brasil, sobretudo do Nordeste, foi marcada por um dos eventos tectônicos mais importantes da sua história evolutiva: a Orogênese Brasileira (CLAUDINO-SALES, 2015), também denominada de Ciclo Brasileiro (MAIA; BEZERRA, 2014).

Esse evento, que data do Neoproterozóico, envolveu as massas continentais Gondwana Leste e Gondwana Oeste (terrenos hoje da África e América do Sul, respectivamente) em um processo convergente de aglutinação, formando o supercontinente Gondwana. O choque entre essas massas produziu em suas bordas uma cadeia montanhosa do tipo himalaiana (CLAUDINO-SALES, 2015) e promoveu deformações na crosta a partir de falhas e fraturas. Nesse momento, surgem grandes zonas de cisalhamento Neoproterozóicas, como, por exemplo, as Zonas de Cisalhamento de Patos e Pernambuco e a Zona de Cisalhamento Transbrasiliana, que atravessa o território brasileiro da região Centro-Oeste ao Nordeste, onde no setor noroeste do estado do Ceará recebe o nome de Falha ou Zona de Cisalhamento Sobral-São Pedro.

Desse modo, o Nordeste brasileiro, em sua porção setentrional, foi diretamente impactado com esses eventos, tanto na estrutura geológica como nas formas de relevo correlatas aos falhamentos, denominados de Zonas de Cisalhamento Transcorrentes Pré-Cambrianas, majoritariamente orientadas nas direções NE-SW e E-W (MAIA; BEZERRA, 2014).

Em termos evolutivos, por milhões de anos, o supercontinente Gondwana permaneceu em estado de estabilidade tectônica, favorecendo a ação dos processos morfogenéticos

superficiais de origem climática, gravitacional e biológica (intemperismo, erosão, movimentos de massa), que contribuíram com a destruição da cadeia orogênica mencionada anteriormente.

No entanto, a tectônica de placas continuou agindo na dispersão e aglutinação das massas continentais. O último episódio de aglutinação documentado na história geológica envolveu as massas continentais dos supercontinentes Gondwana e Laurásia, dando origem ao Pangea, um Megacontinente cercado pelo grande e único oceano Pantalassa. Posteriormente, a ação da tectônica de placas passou a agir de modo divergente, culminando na separação e dispersão das massas continentais que formavam o Pangea, entre as Eras Mesozoica e Cenozoica, dando origem a configuração e distribuição geográfica dos continentes como conhecemos atualmente. Portanto, esse foi o último episódio de dispersão de massas continentais.

Quanto ao Nordeste brasileiro, esse evento resultou em transformações geológicas e morfoestruturais significativas. Ao final da Era Mesozoica, o período de estabilidade se encerra nos terrenos que pertenciam ao supercontinente Gondwana durante a divisão do Pangea, atingindo, em um movimento divergente, a zona de fraqueza que marcava os limites entre o que hoje conhecemos como América do Sul e África, separando-as e formando um novo oceano – o Atlântico. Nesse momento, cronologicamente situado no Cretáceo, houve a reativação das zonas de cisalhamento pré-cambrianas, caracterizadas como pontos de fraqueza na crosta terrestre e suscetíveis as intrusões plutônicas, que ocorreram durante o Neoproterozóico, e posteriormente, durante a reativação Cretácea.

Foi nesse contexto de rifteamento que se formaram as bacias sedimentares interioranas do Nordeste brasileiro, como é o caso da Bacia do Araripe. Situada entre os lineamentos de Patos, ao norte, e de Pernambuco, ao sul, é considerada a mais extensa das bacias sedimentares do interior do Nordeste, de registro sedimentar mais espesso e evolução tectonoestratigráfica mais complexa (ASSINE, 1992; 1994; 2007; WARREN et al., 2021). Trata-se de uma unidade sedimentar de origem mesozoica assentada sobre terrenos pré-cambrianos e tem sua origem ligada a eventos deposicionais iniciados no Paleozoico.

A origem da Bacia do Araripe remonta o evento de rifteamento do Gondwana e reativação de falhas pré-cambrianas (WARREN et al., 2021). Os esforços tectônicos disjuntivos provocaram um estiramento litosférico viscoelástico e posteriormente a formação de subsidências nos domínios continentais, dando origem às bacias interiores durante o Mesozoico (FAMBRINI et al., 2020). Nesse sentido, “a geometria da Bacia do Araripe é fortemente controlada por estruturas de embasamento pré-cambrianas, que foram reativadas durante

eventos tectônicos mesozoicos que culminaram com o rifteamento do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul” (MORALES; ASSINE, 2015, p. 232).

Apresenta um arcabouço cronolitoestratigráfico estruturado por camadas formadas em contextos paleogeográficos diferentes, “dispondo-se em discordância sobre o embasamento cristalino Pré-cambriano e abrigando uma superposição de camadas com espessuras, litologias, faciologias e idades distintas” (GUERRA, 2019, p. 49) e que resguardam uma enorme variedade de registros valiosos da história evolutiva regional, além de um acervo fóssilífero em excelente estado de preservação.

Em decorrência dos eventos tectonoestruturais que deformaram intensamente o embasamento geológico do nordeste setentrional, a bacia do Araripe, em seu compartimento inferior, é composta por “um conjunto de meio-grábens assimétricos, fragmentados por altos de embasamento e complexos sistemas de falhas e lineamentos” (CAMACHO; SOUZA, 2017, p. 153). Os grábens foram, então, denominados de Sub-bacia Sedimentar do Cariri e a Sub-bacia Sedimentar de Feira Nova, intercaladas pelos *horsts* Alto de Araripina e Alto de Dom Leme, com seus limites definidos por falhas.

O preenchimento da bacia se deu majoritariamente por sistemas deposicionais continentais de origem lacustre e aluvial, especialmente. Com exceção do Grupo Santana, constituído em parte por sedimentos marinhos (Ex.: Formações Ipubi e Romualdo) que adentraram o continente com o advento da “transgressão marinha eoalbianiana, ensejada pela continuidade da subsidência e da elevação global do nível do mar” (ASSINE, 2007, p. 380), durante a fase Pós-rifte de divisão do Supercontinente Gondwana. Em estudo recente, Fauth et al. (2023) apontam que houve pelo menos três incursões marinhas de curta duração na Bacia do Araripe.

Pela abrangência temporal dos eventos deposicionais que formaram a estratigrafia da bacia, iniciando no Paleozoico e finalizando no Cretáceo, sua coluna estratigráfica é dividida em cinco mega sequências cronoestratigráficas, que demarcam os momentos antecedentes, de ápice e posteriores ao rifteamento. São elas: Sequência Paleozoica (Formação Cariri); Sequência Pré-rifte continental (Formação Brejo Santo e Formação Missão Velha); Sequência Sinrifte fluvio-lacustre (Formação Abaiara); Sequência Evaporito transicional Pós-rift I, abrigando o estágio de formação do Grupo Aptiano continental-marinho Santana (Formações Barbalha, Crato, Ipubi e Romualdo); e Sequência Pós-rifte continental II, abrigando o estágio de formação do Grupo Albiano-Cenomaniano Araripe, exclusivamente continental (Formações Araripina e Exu) (ASSINE, 2007; FAMBRINI et al, 2020; WARREN et al., 2021).

A Sequência Paleozoica é constituída por uma única unidade litoestratigráfica denominada de Formação Cariri, sendo a camada base das sub-bacias Feira Nova e Cariri. Seu afloramento ocorre na porção leste na bacia, definindo os contornos do vale do Cariri. Quanto a composição litológica, é composta por arenitos imaturos de granulação média a muito grossa interpretados como “ fácies de sistemas fluviais entrelaçados” (ASSINE, 2007, p. 374).

Aflorando no vale do cariri, a Sequência Pré-rifte Continental, de idade Jurássica, é constituída pela Formação Brejo Santo e pelos arenitos da parte inferior da Formação Missão Velha (FAMBRINI et al., 2020), concordantemente sobrepostas. A primeira é composta por folhelhos e lamitos vermelhos, de sedimentação lacustre e espessura máxima de cerca de 450 m. A segunda, com espessura de 200 m, é composta “por arenitos quartzosos, por vezes feldspáticos e/ou caolínicos, localmente conglomeráticos, portadores de abundantes troncos e fragmentos de madeira silicificada, atribuídos à conífera *Dadoxilon benderi*” (ASSINE, 2007, p. 374).

Sequência Sinrifte Fluvio-lacustre, por sua vez, é constituída pelo contato discordante entre os arenitos grossos da porção superior da Formação Missão Velha e pelos arenitos e pelitos da Formação Abaiara, de idade neocomiana (FAMBRINI et al, 2020). Com espessura média de 400 m, a Formação Abaiara encontra-se preenchida por arenitos finos a médios, provenientes de deposição lacustre rasa, associada a planícies fluviais, em um ambiente de baixa energia (ASSINE, 2007; GUERRA, 2019). Nessa unidade, também são encontrados registros paleobiogeográfico, como os ostracodes, além de fragmentos de troncos silicificados.

Sequência Evaporito Transicional Pós-rift I, de idade aptiano-albiana, é considerada a mais complexa, pois constitui-se de quatro formações: Formação Barbalha (Kb) e Formações Crato, Ipubi e Romualdo (Ks). Essas últimas foram a princípio classificadas como “membros” da antiga Formação Santana, hoje, Grupo Santana (FAMBRINI et al, 2020).

Repousando discordantemente sobre a Fm. Abaiara, a Formação Barbalha aflora nos sopés das escarpas da Chapada do Araripe e no morro testemunho Serra da Mãozinha, porção leste da bacia. É litologicamente constituída por arenitos grossos com intercalação de “folhelhos betuminosos de coloração preta ricos em fragmentos de peixes (*Dastilbe elongatus*), conchostráceos, ostracodes, fragmentos de vegetais carbonizados e pólenes” (Op. cit., p. 186).

A Formação Crato, por sua vez, é constituída por sedimentos de origem marinha e fluvio-lacustre, predominantemente composta por rochas carbonáticas, evaporitos e folhelhos, distinguindo-se pela predominância de calcários laminados, onde são encontrados uma ampla diversidade de fósseis em perfeito estado de preservação. Com espessura da ordem de 90 m a

100 m, a Formação Crato aflora nos paredões das escarpas da chapada e em pedreiras (FAMBRINI et al., 2020).

Por abrigar um registro fóssilífero abundante e diversificado, com espécies de ostracodes, conchostráceos, crustáceos, aracnídeos, peixes etc., essa formação é uma das mais estudadas por geocientistas e biólogos. Além disso, é alvo do extrativismo mineral do calcário laminado, popularmente conhecido como pedra cariri.

Definido como pacote evaporítico, a Formação Ipubi encontra-se estabelecida sobre o calcário laminado, com espessura de poucos decímetros a mais de 30 m. É predominantemente composta por gipsita disposta em camadas ou lentes descontínuas, em associação faciológica com folhelhos pretos e verdes (ASSINE, 2007). Ainda segundo o referido autor, os evaporitos da Formação Ipubi têm sua origem em um contexto paleogeográfico de “ambientes costeiros (supramarê), sujeitos a variações relativas do nível do mar, em condições de clima árido a semi-árido” (ASSINE, 1992, p. 296).

De acordo com Fambrini et al. (2020, p. 192) a Formação Romualdo é considerada “o maior e mais conhecido jazigo paleontológico da bacia”. Nessa formação, destaca-se a existência de concreções carbonáticas que resguardam em seu interior fósseis da paleoictiofauna marinha, cuja a excelente preservação aponta para um ambiente de águas calmas e que “a mortandade em massa deveu-se a mudanças drásticas da salinidade ou da temperatura nas águas superficiais” (ASSINE et al., 2014, p. 15)

Na Sequência Pós-rifte Continental II ocorreram os eventos deposicionais responsáveis pela gênese exclusivamente continental do Grupo Albiano-cenomaniano Araripe, composto pelas Formações Araripina e Exu (WARREN et al., 2021).

A Formação Araripina possui cerca de 40 m de espessura e é constituída principalmente por fácies heterolíticas de coloração roxa, amarela e vermelha, caracterizada pela alternância de arenito e argilito de granulação fina a média, além evidências de tectonismo sin-sedimentar (ASSINE, 2007; WARREN et al., 2021). Aflorando na porção ocidental da Bacia do Araripe, a formação em apreço pode ser visualizada em pináculos e morros dispersos nos arredores da Chapada do Araripe ou em setores onde a sobreposta Formação Exu está completamente erodida. Em setores a sudoeste, encontra-se imediatamente sobrejacente às rochas do embasamento pré-cambriano (WARREN et al., 2021).

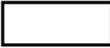
Por fim, ocupando toda a superfície de cimeira da Chapada do Araripe, unidade de relevo de destaque no âmbito da Bacia do Araripe, a Formação Exu tem sua origem associada a sedimentação de sistemas fluviais (ASSINE, 2007). Considerada afossilífera, essa unidade é composta por uma considerável “variedade faciológica constituída de arenitos vermelhos

alaranjados friáveis, argilosos, com porções caulínicas, de granulometria bastante variável, contendo leitos intercalados de arenitos grossos a conglomeráticos e com porções rochosas bastante silicificadas” (VALENÇA, 1987 *apud* FAMBRINI et al., 2020, p. 195).

Nas figuras abaixo estão expostos o mapa cronolitoestratigráfico da Bacia do Araripe, seguido do perfil horizontal da geomorfo-litoestratigrafia e do perfil vertical estratigráfico do poço 2-AP-1-CE, perfurado na década de 1980 no âmbito da Petrobrás para fins de exploração do potencial petrolífero da bacia (Figura 11). No perfil horizontal é possível perceber a estrutura deformada em grábens (Sub-bacias Feira Nova e Cariri) e *horsts* (Alto e Araripina e Alto Dom Leme) relacionados ao pulso tectônico epirogenético ocorrido no final do Neocomiano. Em seguida, tem-se a legenda correlacionando as sequências deposicionais com a geocronologia e a litoestratigrafia resultante (Figura 12).



**Figura 12.** Legenda do Mapa Cronolitoestratigráfico da Bacia Sedimentar do Araripe

SEQUÊNCIA	GEOCRONOLOGIA	LITOESTRATIGRAFIA	
PÓS-RIFTE II	CRETÁCEO (Albiano/ Cenomaniano)	<b>K2e</b> Fm. Exu Fm. Araripina	Arenitos grossos e imaturos Arenitos finos e Lamitos
PÓS-RIFTE I	CRETÁCEO (Aptiano/Albiano)	<b>Ks</b> Fms. Romualdo Ipubi Crato	Calcáreos laminados, Margas, Folhelhos e Gipsita
		<b>Kb</b> Fm. Barbalha	Arenitos com intercalação de Folhelhos
RIFTE	CRETÁCEO (Neocomiano)	<b>Jka</b> Fm. Abaiara	Arenitos finos a médios
PRÉ-RIFTE	JURÁSSICO	<b>Jkmv</b> Fm. Missão Velha	Arenitos quartzosos
		<b>Jkbs</b> Fm. Brejo Santo	Folhelhos e Lamitos
PALEOZOICA	PALEOZOICO	<b>Ocs</b> Fm. Cariri	Arenitos imaturos médios a muito grossos
PRÉ-CAMB.	PRÉ-CAMBRIANO	 Embasamento	Rochas cristalinas

Fonte: organizado pela autora com base em Assine (2007), Guerra (2019) e Fambrini et al. (2020).

A área de estudo está geologicamente situada na porção central da bacia sedimentar do Araripe e no embasamento cristalino pré-cambriano. Em sua porção sedimentar, da base para o topo do Planalto do Araripe, afloram as Formações Crato, Ipubi e Romualdo, pertencentes ao Grupo Santana (K1s), e a Formação Exu (K2e). Já, nos arredores do Planalto, ocorrem pontos de afloramento das Formação Brejo Santo (J3bs) e da Formação Cariri, representada no mapa com a sigla (Sm), referente a sua antiga denominação - Formação Mauriti (Figura 13).

De idades mais recentes tem-se os depósitos colúvio-eluviais recobrando as encostas e as superfícies de cimeira da Serra do Quincuncá, conferindo-lhe uma feição de platô conservado, e estão associados aos eventos de deposição Plio-Pleistocênicos, entre o Neógeno e o Quaternário (N2Q1c). Tais depósitos deram origem a perfis lateríticos que atuam como registro de uma dinâmica pretérita de condições climáticas de temperatura e umidade elevadas responsáveis pela sua gênese e evolução (CORDEIRO; BASTOS; MAIA, 2018).

Os depósitos aluvionares (Q2a), por sua vez, são os mais recentes e se apresentam de forma inconsolidada acomodados sobre o embasamento sedimentar, no alto curso, e cristalino de idades Paleoproterozoica e Neoproterozoica, no baixo curso. Embora no mapa geológico apareça somente nos setores de alto e baixo curso do canal principal, os depósitos aluviais ocorrem também de forma expressiva ao longo do médio curso. Tal fato se dá pela capacidade de transporte e deposição de sedimentos do Rio Cariús e pela existência de espaços de acomodação produzidos por falhas geológicas, entulhadas ao longo do Quaternário e formando planícies fluviais extensas<sup>6</sup>.

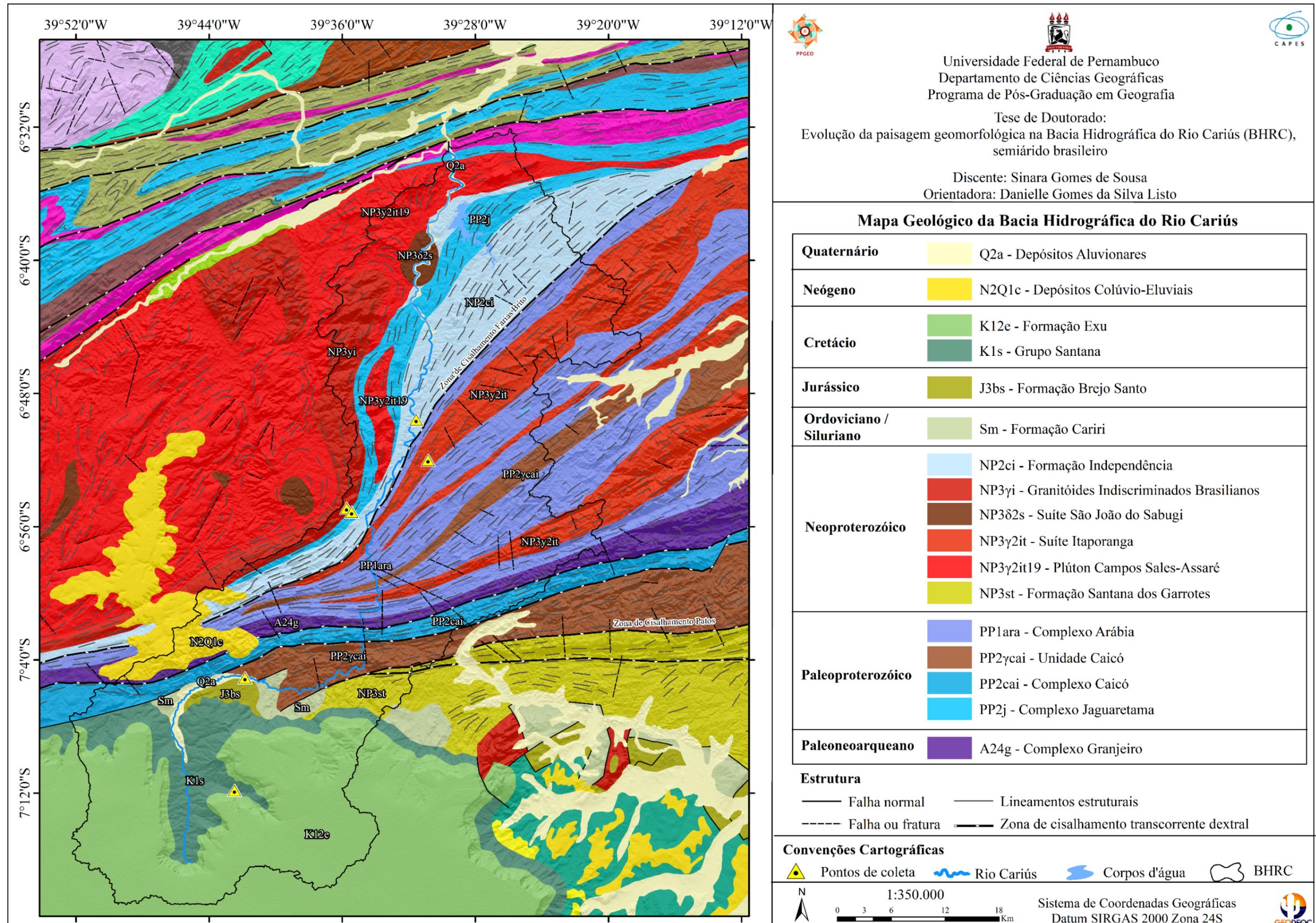
O embasamento pré-cambriano, predominante no médio e baixo curso da bacia hidrográfica, é composto por rochas que se formaram ou foram metamorfizadas em períodos geocronológicos diferentes. As mais antigas são rochas plutônicas e ortoderivadas do complexo Granjeiro (A24g) que datam do paleoneoarqueano, com destaque para as Ortognaisses, Tonalitos e Granodioritos. O embasamento paleoproterozoica é formado por um conjunto de litotipos metamorfizados pelos eventos de plutonismo félsico e máfico que deram origem aos Complexos Arábia (PP1ara), Caicó (PP2cai) e Jaguaretama (PP2j).

Encerrando a sequência cronolitoestratigráfica pré-cambriana, tem-se o registro durante o Neoproterozoico de eventos plutônicos dos tipos félsico, responsáveis pela gênese dos Granitos, Granodioritos e Dioritos da Suíte Intrusiva Itaporanga (NP3 $\gamma$ 2it) e pela intrusão granítica da unidade dos Granitóides (NP3 $\gamma$ i), e máfico, responsáveis pela gênese de Dioritos, Gabros e Quartzo Diorito da Suíte Intrusiva São João do Sabugi (NP3 $\delta$ 2s).

---

<sup>6</sup> Ver perfil longitudinal do Rio Cariús (Figura 25).

Figura 13. Mapa de Geologia



Fonte: organizado pela autora a partir de SGB/CPRM (2020).

Mesmo inumadas pelos sedimentos da bacia do Araripe, a partir de dados aeromagnetométricos, constatou-se que as rochas do embasamento pré-cambriano que ocorrem sob a bacia também apresentam fortes deformações e fraturamentos e encontram-se nas proximidades ou compondo as zonas de cisalhamento da região (CAMACHO; SOUSA, 2017).

A existência de inúmeras falhas, fraturas e zonas de cisalhamento (ZCs) neoproterozoicas no embasamento pré-cambriano está diretamente relacionada ao processo tectônico-estrutural da Orogênese Brasileira. Encontram-se, em sua maior parte, orientados nas direções SW-NE e E-W e exercem controle sobre os lineamentos estruturais, definidos como formas de relevo positivas retilíneas ou levemente curvadas, e sobre os corpos graníticos exumados na paisagem (CORDEIRO, 2017).

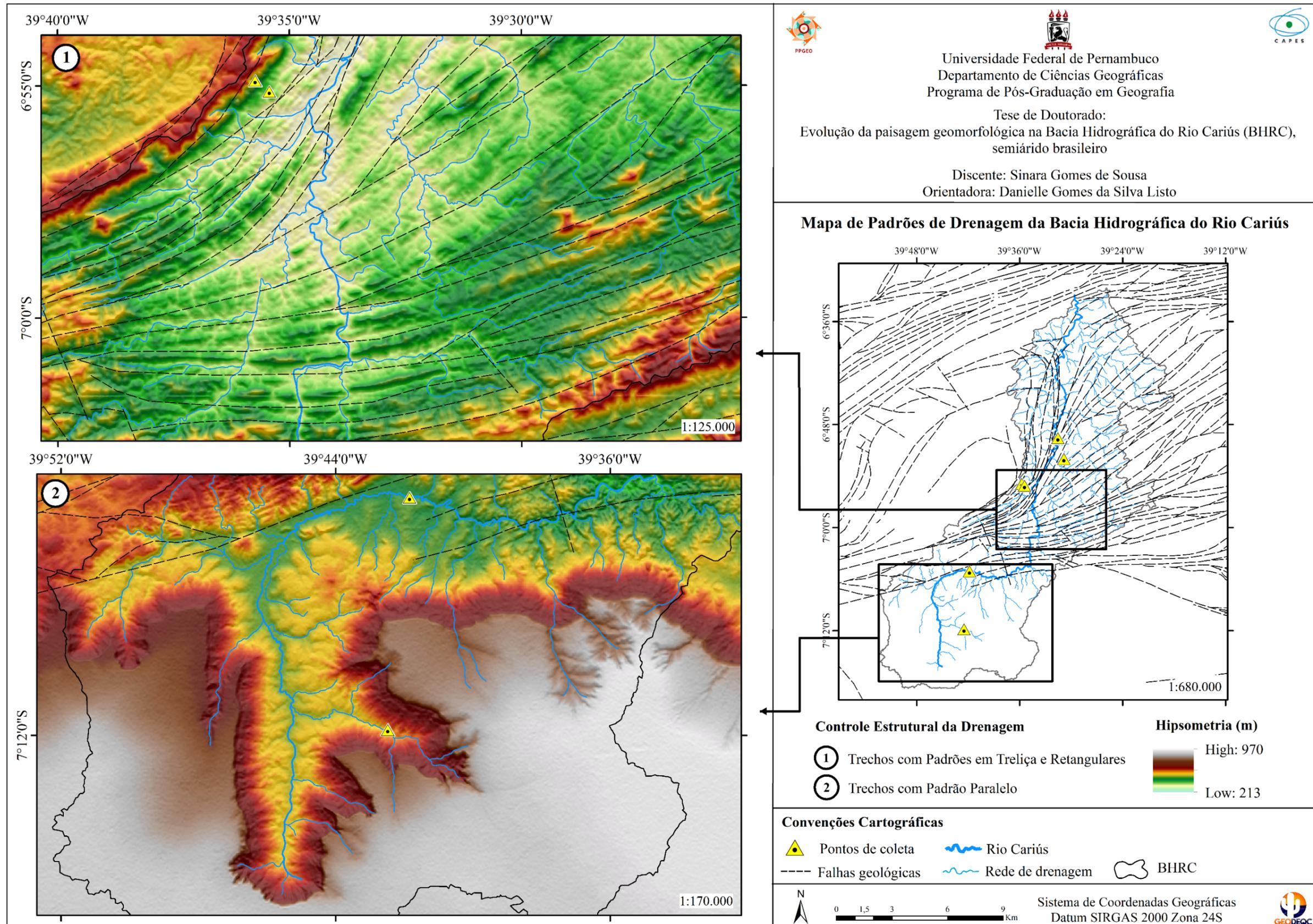
Manifestando-se em quase toda a área de estudo, com exceção do setor sul onde foram inumadas pelos sedimentos da Bacia do Araripe, as falhas, assim como os lineamentos, são responsáveis pelo controle e direcionamento da drenagem e pela tipologia dos canais que, em alguns setores, encontra-se encaixada nos espaços de acomodação criados pelos *trends* de falhas, entre as feições positivas dos lineamentos, apresentando trechos retilíneos (CUNHA, 1994) e padrões de drenagem em treliça e retangulares (CHRISTOFOLETTI, 1980; 1981).

De acordo com Cunha (1994), os canais naturais retilíneos costumam ser pouco frequentes e, quando ocorrem, apresentam segmentos curtos. No entanto, há algumas exceções, como nos casos de canais controlados por linhas tectônicas (falhas e lineamentos estruturais) e com predominância de um leito rochoso homogêneo, que oferece igualdade de resistência ao entalhamento das águas, sendo essa a condição básica para a existência desse tipo de canal. Todos esses fatores encontram-se combinados na área de estudo.

O padrão em Treliça (Figura 14, setor 1) ocorre em ambientes falhados e com desigual resistência do material rochoso, com isso, entalham o material produzindo vales e cristas paralelas. De modo geral, as confluências se realizam em ângulos retos (CHRISTOFOLETTI, 1980). Um outro padrão de drenagem identificado na área de estudo é o paralelo (Figura 14, setor 2). Percebe-se que, no âmbito de influência das vertentes do Planalto do Araripe, vários canais tributários correm paralelamente das cabeceiras de drenagem até o curso principal, entalhando o embasamento sedimentar e esculpindo as encostas e vales.

Em ambos os setores analisados, os canais também podem ser classificados como subseqüentes, tendo o seu fluxo controlado pela estrutura rochosa, acompanhando as zonas de fraqueza propiciadas pelas falhas estruturais (setor 1) ou correndo perpendicularmente e de modo circundante as elevações do Planalto do Araripe (Setor 2, em toda a porção sul) e do Maciço de Quincuncá (setor 2, porção noroeste) (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Figura 14. Mapa de Padrões de Drenagem



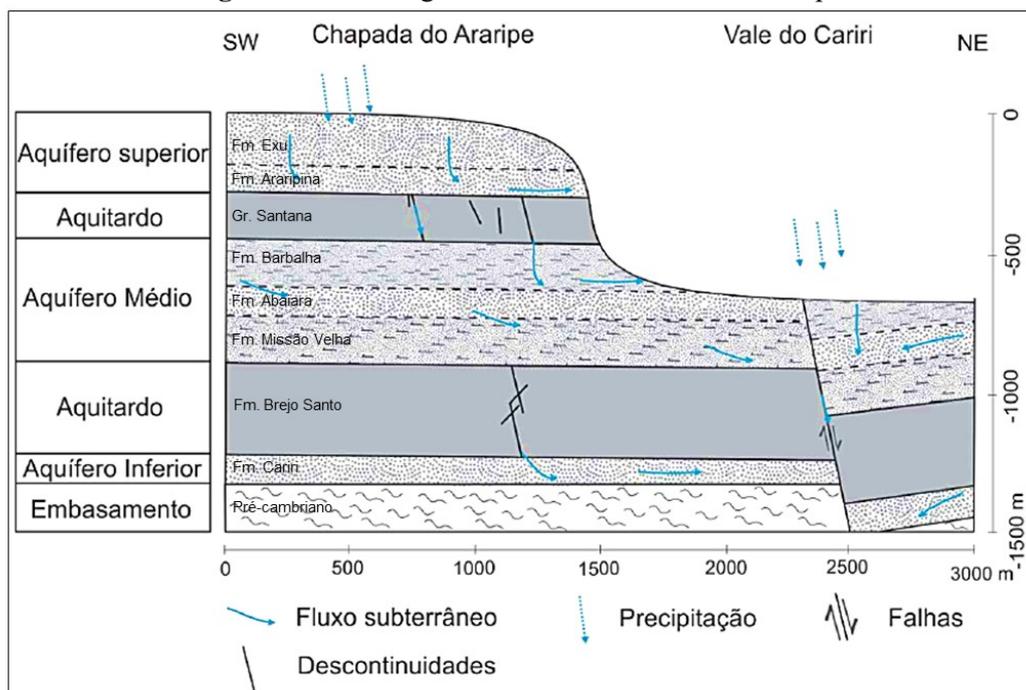
Fonte: organizado pela autora.

De modo secundário e associado aos padrões em Treliça, ocorrem os padrões retangulares, comumente conhecidos como “joelhos de drenagem”. Esse padrão é caracterizado pelo seu aspecto ortogonal formando ângulos de 90°, ocasionando assim bruscas alterações no curso das correntes fluviais, tanto no rio principal como nos tributários (CHRISTOFOLETTI, 1980). Os padrões encontrados na rede de drenagem da bacia hidrográfica do Cariús seguem a mesma lógica dos padrões predominantes em toda a Sub-Bacia do Alto Jaguaribe (IBGE, 1999).

A dinâmica hidrogeográfica da área de estudo possui uma relação íntima com o regime pluviométrico regional. Em resposta as irregularidades espaço-temporais das chuvas, os canais fluviais são, em sua maioria, classificados como intermitentes ou efêmeros.

O rio Cariús possui um regime fluvial intermitente, com seus períodos de vazão máxima ocorrendo entre os primeiros meses do ano, associados ao período chuvoso do semiárido cearense. Essa característica se dá tanto pela influência das chuvas como pelo seu papel de protagonismo no sistema fluvial da BHRC. Em outras palavras, sua posição topográfica permite a confluência das águas de inúmeros canais tributários, garantindo a circulação de água durante boa parte do ano. Ademais, as nascentes desse rio estão localizadas nos setores de média e baixa encosta do Planalto do Araripe, onde ocorrem as zonas de exsudação perenes do aquífero superior das Formações Exu e Araripina e do aquífero médio superior da Formação Barbalha (Figura 15) (CAMACHO, 2016), fato que também garante um maior aporte hídrico e maior durabilidade de água no sistema.

**Figura 15.** Hidrologia subterrânea da Bacia do Araripe.



Fonte: Camacho (2016), modificado.

É importante ressaltar que a insurgência de nascentes nesses setores, e em quase toda a vertente norte do Planalto do Araripe, se deve a fatores particulares do seu arcabouço estratigráfico, como por exemplo: a diferença de permoporosidade entre as camadas, em decorrência das diferentes composições faciolitológicas; o leve mergulho das camadas na direção norte; e o basculamento do Planalto na direção oeste.

A propósito, Guerra (2019, p. 61) salienta que “a camada mantenedora da Chapada do Araripe é composta por arenitos de grande permoporosidade, favorecendo a inexistência de cursos d’água significativos sobre o platô”, em detrimento das camadas subjacentes do Grupo Santana, constituindo, nesse contato, um ponto de descontinuidade da condutividade hidráulica, conseqüentemente definindo “os horizontes de algumas centenas de nascentes que emergem à aproximadamente, metade do alto do platô, acima da bacia” (Op. cit).

Todos os fatores expostos até o momento influenciam sobremaneira no quadro morfoestrutural e morfodinâmico da área de estudo. Assim como os contextos climáticos, geológicos e hidrogeográficos se apresentam de maneira complexa em função da posição latitudinal, dos sistemas atmosféricos atuantes e dos eventos tectônico-estruturais que envolveram o território brasileiro e, em especial, a área de estudo, a geomorfologia segue a mesma linha de complexidade em suas formas e processos, muito pela relação de controle e influência que estabelece com o arcabouço geológico, a circulação de águas superficiais e em subsuperfície, e a dinâmica atmosférica.

Corrêa et al. (2019, p. 123) enfatizam que “o relevo do semiárido reflete em suas morfoestruturas o arcabouço geológico e tectônico regional, como geralmente ocorre em terras áridas e margens continentais passivas”. Nesse sentido, as feições morfoestruturais ocorrem em “subordinação direta ao contexto geotectônico e litoestratigráfico subjacente” (Op. cit.). Com o objetivo de agrupar essas feições, os autores estabeleceram cinco domínios, que são: planaltos e depressões em Crátons, orógenos e bacias proterozóicas; planaltos e depressões em cinturões e intrusões do Neoproterozóico; planaltos e depressões nas bacias Fanerozóicas; piemontes em orógenos proterozóicos, suítes magmáticas, cinturões dobrados e bacias de riftes marginais; e formas de acumulação fluvial e eólica (CORRÊA et al., 2019).

De acordo com Maia e Bezerra (2014, p. 131), existem três eventos tectônicos evolutivos da Província Borborema, cuja sequência é responsável pelas “linhas mestras do relevo que condicionam a evolução geomorfológica atual” da porção setentrional do Nordeste brasileiro: a Orogênese Brasileira; a fragmentação do Megacontinente Gondwana; e as reativações tectônicas cretáceas. Tais eventos já foram mencionados anteriormente, mas pela

sua importância no arranjo morfoestrutural da área de estudo, serão lembrados sob um viés geomorfológico.

Esses eventos tectônicos promoveram uma série de deformações estruturais e metamorfismos a partir de um conjunto de falhas e zonas de cisalhamento dúcteis/rúpteis, originando com isso, pontos de fraqueza por onde o magma intruiu. Evolutivamente, a dissecação, em torno das zonas de cisalhamento foi responsável pela exumação dos corpos graníticos ali intruídos. A partir da erosão diferencial, que nesse processo aparece como protagonista, o material mais frágil é removido, deixando na paisagem os inúmeros sobressaltos topográficos que pontuam as superfícies de aplainamento semiáridas.

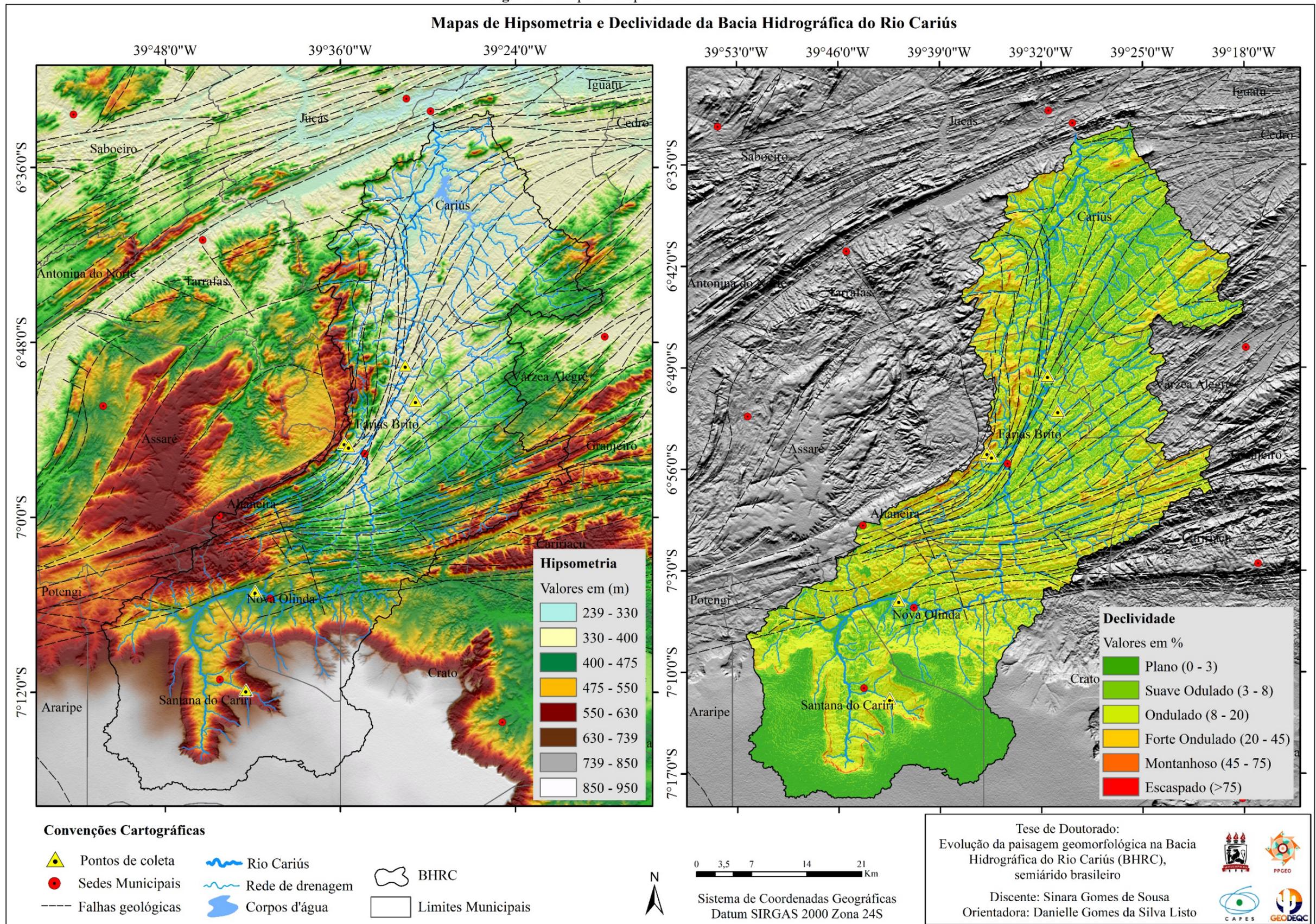
Tratam-se de relevos estruturais que tem sua evolução morfodinâmica controlada pela erosão diferencial, processo que ocorre na interface da interação entre os processos exógenos (intemperismo e erosão) e endógenos (rochas, arquitetura litoestratigráfica), sendo assim, um resultado da resistência que os diferentes tipos de litologias oferecem às pressões promovidas pelas forças da dinâmica climática e hidrológica.

De acordo com Bastos e Cordeiro (2012), algumas litologias específicas no semiárido apresentam elevada resistência aos processos intempéricos e erosivos, como os quartzitos, os granitóides e os arenitos. Em resposta a isso, são comuns “a ocorrência de feições residuais como cristas quartzíticas, *inselbergs* graníticos ou cornijas areníticas” (BASTOS; CORDEIRO, 2012, p. 467).

Nesse sentido, os mapas de hipsometria e declividade da área de estudo (Figura 16) ajudam a visualizar as diferentes morfologias da superfície, em que a amplitude altimétrica varia de 239 m a 950 m e a inclinação dos terrenos vai desde a classe de declividade plana, associada à superfície de cimeira do Planalto do Araripe e às planícies aluviais do Rio Cariús, à classe Montanhosa e Escarpada, associadas às encostas das principais elevações da área de estudo: o Planalto do Araripe, a Sul, o Maciço de Quincuncá, em toda a face oeste, e os Maciços em Crista, a leste. Tais unidades geomorfológicas apresentam altimetrias entre 550 m a 950 m.

O relevo é constituído por um conjunto de lineamentos em formato de crista residuais e maciços cristalinos, ambos com vertentes de declividade acentuada, variando entre as classes forte ondulada e montanhosa. Esse conjunto de cristas encontra-se simetricamente alinhado, produzindo um sistema de altos e baixos, representados pelos vales e alvéolos encaixados (baixos) entre as cristas (altos), formados pelos *trends* de falhas que exercem, não só influência no controle da drenagem, mas também na dissecação e na deposição quaternária (MAIA; BEZERRA, 2014), estando esses vales preenchidos por sedimentos colúvio-aluviais (Figura 17).

Figura 16. Mapas de Hipsometria e Declividade



Fonte: organizado pela autora.

**Figura 17.** Relevo controlado pelos lineamentos estruturais, com destaque para: A- Alinhamento simétrico das cristas residuais; B- Alvéolo encaixado entre as cristas



Fonte: da autora.

Tais como os contextos litoestruturais e geocronológicos são diferentes, as formas e processos que se desenvolvem na superfície da área de estudo seguem essa mesma lógica. O Planalto do Araripe, por exemplo, em virtude do arranjo deposicional de suas formações cronolitoestratigráficas, possui um topo formado por uma superfície estrutural plana controlada pelos arenitos subjacentes da Formação Exu (CORRÊA et al., 2019), com inexistência de canais fluviais e poucas marcas de dissecação, em razão da permoporosidade dessa formação (GUERRA, 2019). Lobo e Mabelsoone (1982, p. 24) definiram o Planalto como uma “enorme mesa sedimentar residual”.

Em contraponto, os processos intempéricos, erosivos e gravitacionais de massa, juntamente com as insurgências de nascentes, atuam de modo incisivo e constante na modelagem dos paredões rochosos, das cabeceiras de drenagem e das rampas detríticas, contribuindo com o recuo regressivo e lateral das vertentes e a formação dos depósitos quaternários (Figura 18), tão importantes para o estudo e reconstituição da dinâmica paleoambiental recente.

**Figura 18.** Planalto Sedimentar do Araripe, com destaque para: A- Anfiteatro erosivo e Glacis de erosão; B- Topo plano e encostas dissecadas



Fonte: da autora.

Ainda sobre o planalto, sua morfologia exuberante destoa das paisagens típicas do semiárido, majoritariamente formadas por superfícies de aplainamento pontuadas por maciços e serras secas. Sua importância no contexto regional vai além dos aspectos estratigráficos e fossilíferos, está também nas condições microclimáticas da sua face norte propiciadas pela altitude (atingindo os 1.000 m, em alguns setores), pela orientação geográfica e pela insurgência de nascentes perenes. Tais fatores foram e são responsáveis pelo desenvolvimento e manutenção de espécies de fauna e flora muito particulares desse ambiente.

Nesse sentido, é considerado um dos relevos de expressão regional mais importantes do Nordeste brasileiro, consistindo em uma feição alongada de L-W, com extensão de aproximadamente 200 km e 60 km de N-S (MORALES; ASSINE, 2015; GUERRA, 2019). Sua maior parte está situada ao sul estado do Ceará, estendendo-se também pelos estados do Piauí e Pernambuco, atuando como um divisor de águas das bacias hidrográficas do São Francisco, Parnaíba e Jaguaribe.

As paisagens geomorfológicas semiáridas do presente abrigam registros de flutuações climáticas das quais todo o território brasileiro esteve sujeito ao longo do Cenozoico (AB’SABER, 1998). No entanto, as feições deposicionais e as coberturas eluviais tem origens relativamente recentes. Corrêa, Souza e Cavalcanti (2014, p. 130) explicam que os eventos desestabilizadores da paisagem ao longo do Cenozoico “não criaram condições de preservação de quaisquer mantos de intemperismo reliquiais subordinados a outros regimes climáticos que são muito assemelhados aos atuais”.

Essa premissa se aplica verdadeiramente às coberturas sedimentares inconsolidadas, entretanto, a existência de perfis lateríticos datados do Neógeno à oeste da BHRC são evidências da ação pedogenética controlada por paleoclimas mais úmidos e que resistem na paisagem como testemunha de uma história paleoclimática mais antiga. O capeamento laterítico se formou durante o Eoceno, sob condições climáticas úmidas e seu fracionamento se deu sob climas mais secos associados aos pós-Oligoceno, propiciando a ação erosiva (CORDEIRO; BASTOS; MAIA, 2018)

Nesse sentido, investigar a evolução geomorfológica de uma área é também investigar sua história climática. Harvey, Mather e Stokes (2005), por exemplo, apontam que a partir de mudanças climáticas repentinas ou graduais, ou mesmo por eventos episódicos de grande magnitude e baixa recorrência, a potência do regime erosivo e deposicional é alterada, resultando em mudanças nas feições estratigráficas e no ambiente sedimentar como um todo.

Um exemplo clássico de como flutuações climáticas estão diretamente ligadas a história geomorfológica evolutiva, são as superfícies de aplainamento semiáridas, modeladas por intensivos ciclos erosivos e denudacionais potencializados pelas mudanças climáticas radicais de “paisagens e ambientes úmidos para ambientes secos” (AB’SABER, 1998, p. 81).

#### 4.3 INTERAÇÕES GEOBOTÂNICAS E APROPRIAÇÃO CULTURAL DA NATUREZA

Como mencionado anteriormente, o semiárido brasileiro possui uma enorme variabilidade de grupos paisagísticos compondo mosaicos que expressam os diferentes resultados das interações entre os aspectos naturais e sociais, pretéritos e atuais, que se manifestam através da morfologia da superfície.

Os componentes edafo-botânicos são orientados pela azonalidade da região, em que a baixa umidade dificulta a produção de mantos de intemperismo espessos e as chuvas torrenciais, aliadas a baixa cobertura vegetal de espécies da Caatinga, retiram esses materiais com facilidade através da erosão (CORRÊA, SOUZA, CAVALCANTI, 2014). Nesse sentido, os agentes

pedogenéticos são suprimidos pela ação morfogenética, que, de acordo com Mabesoone (1984), constitui um sistema especial no semiárido.

Com o intuito de sintetizar a fisiologia e fisiografia da paisagem da área de estudo em um único produto cartográfico, elaborou-se o mapa de Unidades de Paisagens (Figura 19). Para a BHRC foram delimitadas cinco unidades que se diferenciam, principalmente, pela influência dos atributos geomorfológicos de altitude e declividade. De modo geral, esses atributos exercem controle sobre as taxas de intemperização, erosão e deposição, e sobre a circulação da drenagem, definindo, com isso, o modo de migração geoquímica entre os diferentes patamares do relevo. Do ponto de vista socioeconômico, influenciam na organização dos espaços produtivos e no modo como os agrupamentos humanos ocupam o território.

O relevo é um componente essencial na formação das paisagens e se apresenta como o lócus onde a sociedade se organiza e desenvolve suas atividades econômicas, culturais, políticas etc. (MARQUES, 1994; CASSETI, 1995). Em alguns casos, constitui-se como elemento chave para o entendimento da organização espacial das sociedades, seja nas áreas urbanas ou rurais, pois seus atributos – altitude e declividade – influenciam na organização espacial e devem ser levados em consideração no planejamento e ordenamento territorial.

Por seu caráter condicionante e para fins de melhor identificação, utilizou-se para os grupos de paisagem uma nomenclatura associada à feição geomorfológica dominante e o embasamento geológico subjacente, haja vista a diferenciação existente entre os aspectos litológicos, morfoestruturais, hidrogeológicos e climato-edafo-botânicos dos ambientes sedimentares e cristalinos. Em cada grupo paisagístico, foram adicionados os tipos de cobertura e uso do solo, que também se diferenciam em função da geomorfologia e da pedologia.

A vegetação funciona como um reflexo/resposta as condições de temperatura e umidade de uma região ou área. A esse respeito, Coutinho (2016, p. 26) faz uma observação interessante. De acordo com o autor, a geologia e a geomorfologia não participam diretamente da conceituação dos biomas, pois “os organismos não tem a capacidade de percebê-los e responder a eles”. Ou seja, o que eles conseguem perceber são as propriedades edáficas, influenciadas pelas rochas, e as condições microclimáticas oferecidas pela altitude, declividade, forma e orientação de vertentes.

Tal afirmação fundamenta a escolha feita neste trabalho de eleger como reflexo da estrutura e funcionamento das paisagens, a combinação entre a geomorfologia e a distribuição da cobertura vegetal, somando-se a esse quadro, as formas de apropriação cultural da natureza. Ademais, quando se trata de uma análise em escala espacial local, o clima regional possui menor

capacidade explicativa sobre a distribuição da cobertura vegetal, atribuindo-se aos aspectos pedológicos e geomorfológicos uma maior importância (ARRUDA et al., 2015).

Quanto às formas de uso do solo, optou-se por incorporá-las no mapa de UPs pelo seu importante papel na transformação da natureza, provocando alterações em sua estrutura e descaracterizando seus processos naturais. Essa transformação se dá mediante alguns fatores como, necessidade de subsistência, disponibilidade de recursos, potencialidades naturais e a capacidade, em termos de técnicas e capital, que uma determinada sociedade possui de se apropriar da natureza e transformá-la conforme a sua cultura.

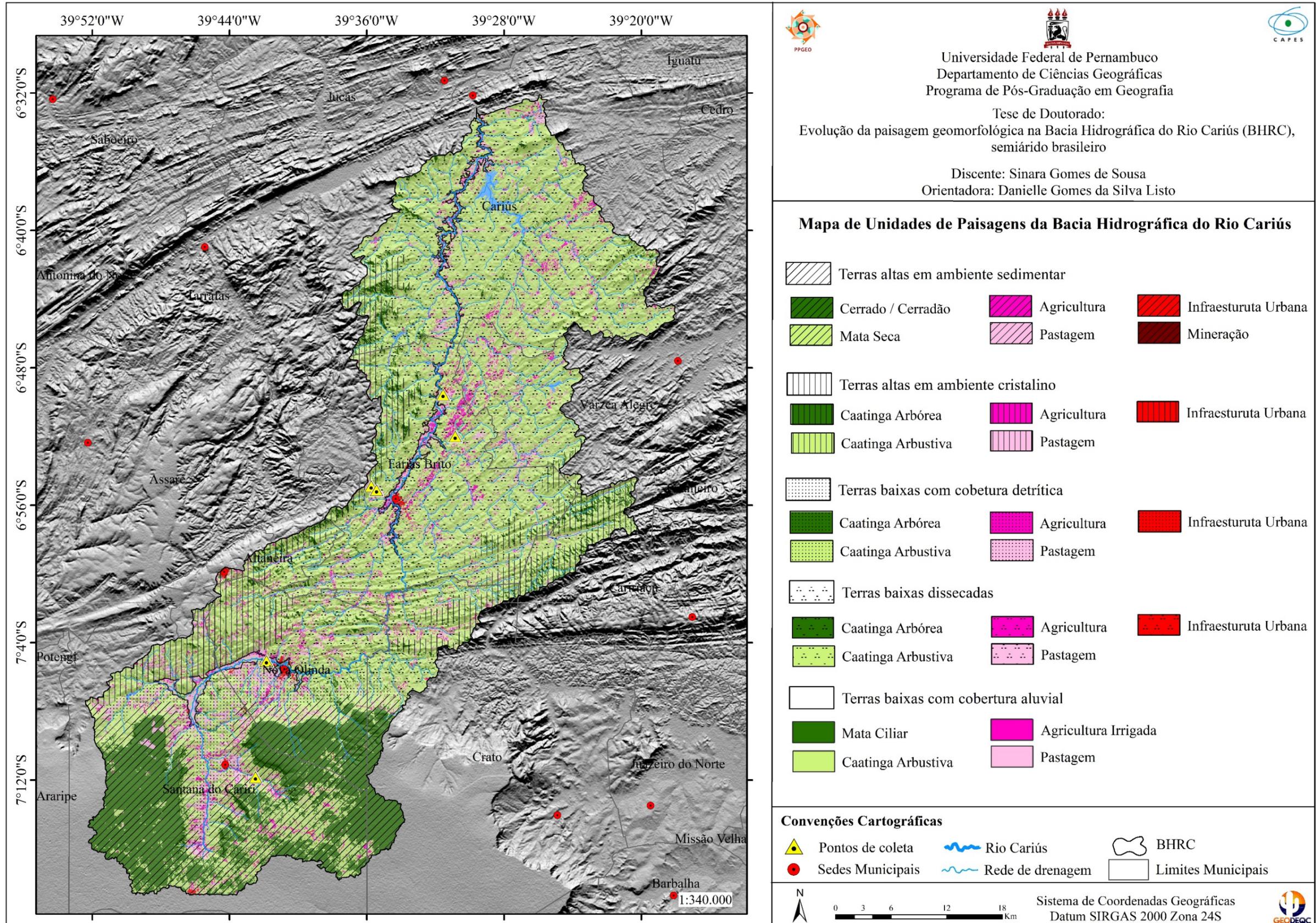
Uma outra justificativa reside nas críticas feitas por Figueiró (2015) à conceituação clássica de bioma. O autor explica que, historicamente bioma significa a “absoluta ausência de qualquer referência às formas de ocupação humana” (FIGUEIRÓ, 2015, p. 218), desconsiderando as estruturas e processos coevolutivos resultantes da interação do componente humano com as comunidades biogeográficas nos tantos milhares de anos de interação direta.

Para fundamentar a discussão sobre as Unidades de Paisagens, elaborou-se o Mapa das Classes de Solo da BHRC e entorno (Figura 20). No entanto, a base cartográfica utilizada na produção do mapa possui generalizações decorrentes da escala geográfica e cartográfica em que foi produzida, por isso, não representa fidedignamente a cobertura pedológica da área de estudo. A escolha pelo uso dessa base se deu por ser a única que possui cobertura para a área, diferentemente da base cartográfica elaborada pela FUNCEME (2012a; 2012b), que possui um maior detalhamento, passível de correlações mais ajustadas com o relevo, o substrato geológico e a cobertura vegetal. Nesse sentido, além do mapa, usou-se do relatório da FUNCEME como base para a interpretação das condições pedológicas da bacia.

Em razão das generalizações, para a classificação da cobertura vegetal, a legenda proposta pelo projeto MapBiomias (2021), como pode ser visto no Mapa de Uso e Cobertura do solo (Figura 22), sofreu algumas adaptações feitas a partir do Zoneamento Geoambiental da Mesorregião Sul Cearense, produzido pela FUNCEME (2006).

Para a classificação das UPs, seguiu-se a seguinte lógica: os relevos com cotas altimétricas acima de 550 m foram classificados como Terras altas, diferenciando-se pelo conteúdo do material geológico estruturante: nesse sentido, tem-se as Terras altas em ambiente sedimentar e as Terras altas em ambiente cristalino. Os relevos com cotas altimétricas abaixo da cota mencionada, foram classificados como Terras baixas, diferenciando-se em função do processo morfodinâmico predominante. Desse modo, foram delimitadas as terras baixas com cobertura detritica, as terras baixas com cobertura aluvial e as terras baixas dissecadas (Figura 19).

Figura 19. Mapa de Unidades de Paisagens



Fonte: organizado pela autora.

Nas unidades denominadas de Terras Altas em Ambiente Sedimentar ocorrem as classes de cobertura vegetal de porte arbóreo e florestal (MAPBIOMAS, 2021), como é o caso do Cerrado/Cerradão, que recobre a cimeira do Chapada do Araripe acima da cota altimétrica dos 850 m, e a Mata Seca, recobrindo as encostas do Planalto, entre as cotas altimétricas de 550 m a 800 m, aproximadamente (FUNCEME, 2006). Nesse caso, Guerra afirma que (2019, p. 105):

[...] na medida que há um distanciamento da linha de fontes, ocorrem a sequências fitoecológicas de: Floresta Subcaducifolia Tropical Xeromorfa (Cerradão), Cerrado e Carrasco, em direção ao platô da Chapada do Araripe; e Floresta Subcaducifolia Tropical Pluvial (Mata Seca) e Caatinga para as altitudes menos elevadas e sem o contato direto com as áreas de exsudação, em direção à depressão periférica (GUERRA, 2019, p. 105).

A cobertura pedogenética é de Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico e Latossolo Amarelo Distrófico, ocorrendo nos setores pontuais mais úmidos das encostas os Gleissolos Melânicos Distróficos, que sustentam as veredas de Buritis (*Mauritia flexuosa*). Tais veredas são definidas como corredores fitoecológicos remanescentes das savanas de clima tropical, mantidos pelas condições de umidade propiciadas pelas zonas de exsudação do aquífero superior do Planalto, coexistindo e coevoluindo com as condições de semiaridez (GUERRA, 2019; GUERRA; SOUZA; SILVA, 2020).

No caso das Terras Altas em Ambiente Cristalino, a Caatinga Arbórea ocorre principalmente nos setores úmidos das vertentes dessas elevações, geralmente associadas as cabeceiras de drenagem (entre 550 m a 600 m de altitude), em declividades acentuadas. Nessas vertentes, há a predominância de Caatinga Arbustiva e as formas de uso do solo são incipientes em decorrência da alta declividade e das condições pedológicas. Em ambientes com essas características, os sistemas morfogenéticos costumam atuar de forma intensiva e o solo encontra dificuldades para se desenvolver, predominando a classe dos Neossolos Litólicos associados a afloramentos rochosos (FUNCEME, 2012ab).

Nessa UP, as atividades agropecuárias são desenvolvidas especificamente nos setores em que ocorrem os Nitossolos Vermelhos Eutróficos, em aproveitamento as potencialidades físico-químicas para a produção agrícola que essa classe de solo oferece. Em geral são solos bem drenados e com baixa suscetibilidade a erosão, principalmente quando situados em relevos planos ou suave ondulado (FUNCEME, 2012b).

O conjunto de Terras Baixas são as que mais apresentam marcas das atividades agropecuárias, em sua maior parte, de caráter extensiva com uso de técnicas rudimentares e ligadas à produção familiar. Entretanto, ao longo das Terras Baixas com Coberturas Aluviais,

é possível encontrar grandes cultivos de grãos e pastagem com características de produção semi-intensiva com emprego de maquinários, irrigação e insumos agrícolas.

Nas Terras Baixas Dissecadas, os Neossolos Litólicos (FUNCEME, 2012b) ocorrem em associação com os Argissolos Vermelhos, ambos de caráter eutrófico (Figura 20). Percebe-se que as atividades de agricultura e pastagem se desenvolvem predominantemente ao longo dos canais que integram o sistema fluvial da bacia, especialmente na planície fluvial e nos vales encaixados entre as cristas residuais. As potencialidades relacionadas à topografia, à concentração de umidade e ao acúmulo de matéria orgânicas e de materiais terrígenos de origem alúvio-coluvial, justificam a exploração da terra nesses ambientes.

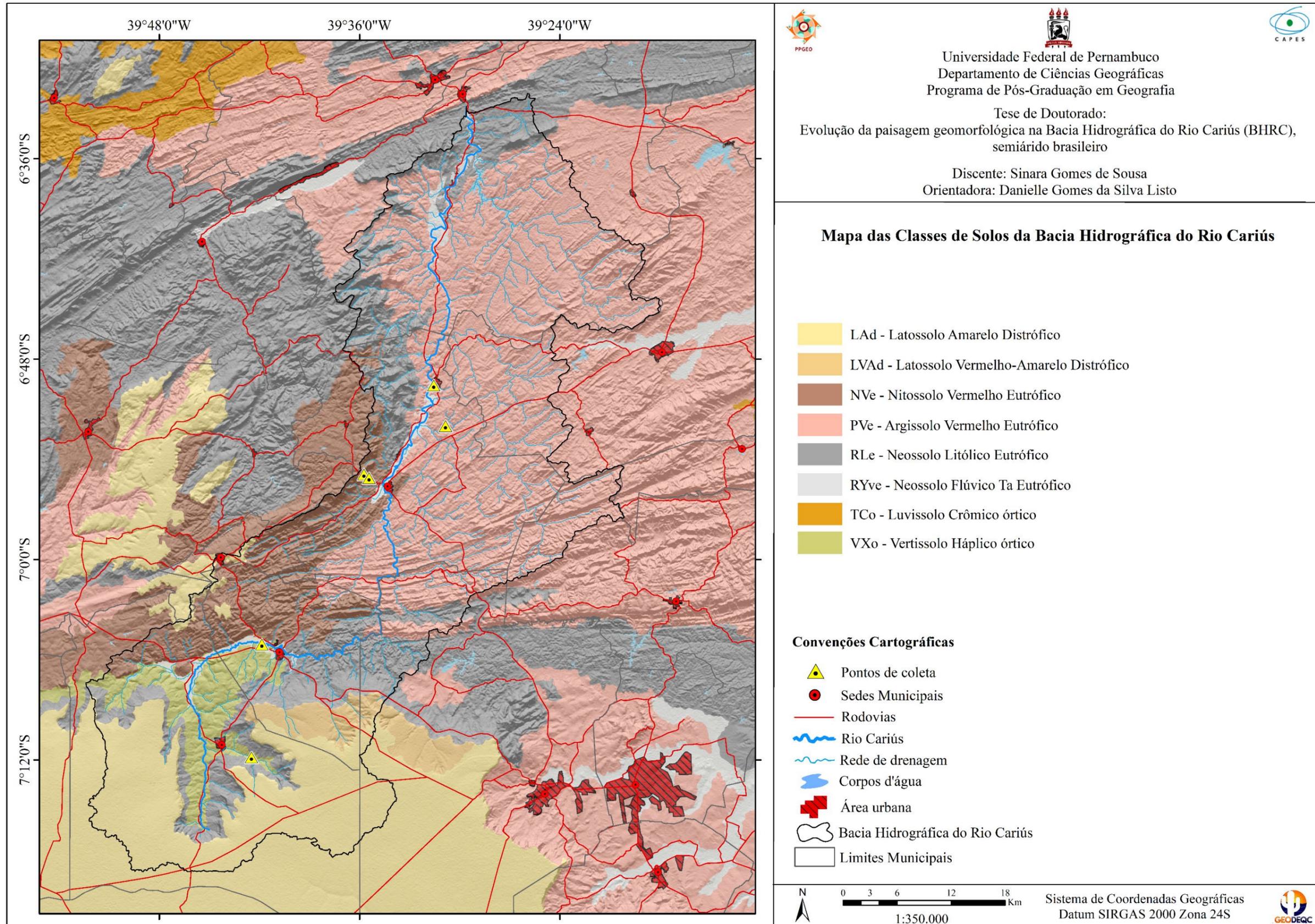
Na UP das Terras Baixas com Cobertura Detrítica há o acúmulo de material detrítico de granulometria variada, desde colúvios finos a depósitos de tálus, provenientes da dinâmica morfogenética das vertentes. Em setores bem pontuais, é possível encontrar imensos depósitos tecnogênicos provenientes da extração mineral da Pedra Cariri acumulados na paisagem. Nessa mesma unidade predominam os Vertissolos Háplicos, caracterizados pela alta concentração de argilominerais expansivos e, devido ao seu alto potencial erosivo decorrente das más condições de drenagem, possuem limitações quanto ao uso agrícola (FUNCEME, 2012b).

Embora o clima seja um fator determinante na produção pedogenética, juntamente com a geologia e a geomorfologia, Araújo Filho et al. (2023) explicam que no semiárido brasileiro, a baixa pluviosidade aumenta a importância do material de origem na formação dos solos. Nas palavras dos autores, pode-se afirmar que, de modo geral, “os solos semiáridos sobre embasamento rochoso cristalino variam de acordo com a litologia” (ARAÚJO FILHO et al. p. 178).

Entretanto, numa perspectiva evolutiva, os solos de uma região podem fornecer respostas sobre as dinâmicas climáticas pretéritas quando não guardam relações genéticas com o clima vigente. Em vista disso, Corrêa, Souza e Cavalcanti (2014) dividiram os solos do semiárido no grupo dos solos tipicamente do semiárido, composto pelos Neossolos, Luvissolos, Planossolos e Vertissolos, e no grupo dos solos reliquiaes, composto pelos Latossolos e Argissolos.

Em suma, na área de estudo ocorrem as classes de Neossolos Litólicos e Neossolos Flúvicos, ambos de caráter Eutrófico, Vertissolos Háplicos de caráter Órtico, Argissolo Vermelho Eutrófico, Latossolos Amarelos e Latossolos Vermelho-Amarelos, ambos de caráter Distrófico. E para além dos solos semiáridos típicos e reliquiaes, temos extensas manchas de Nitossolo Vermelho Eutrófico (FUNCEME, 2012ab) sobre as encostas e superfície de cimeira Maciço de Quincuncá (Figura 20).

Figura 20. Mapa das Classes de Solos.

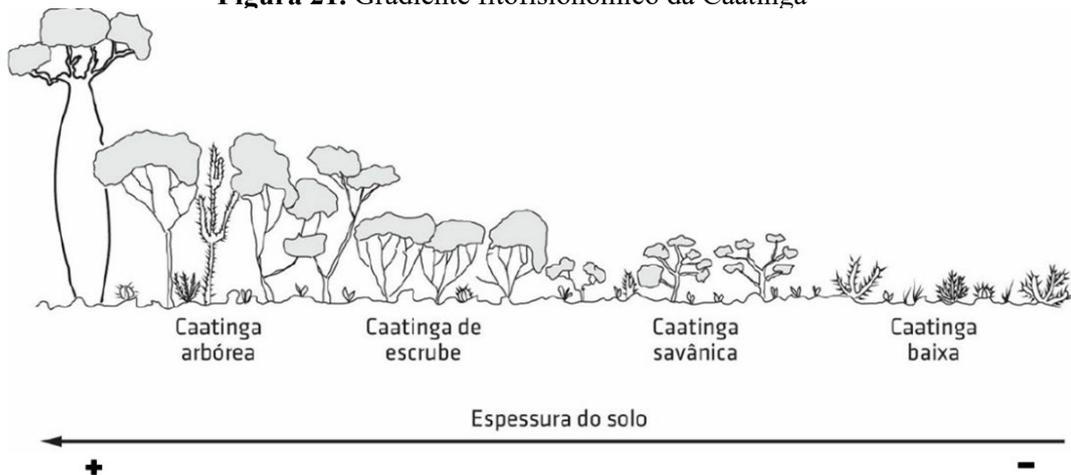


Fonte: organizado pela autora a partir de Embrapa (2006) e Funceme (2012a).

Pode-se afirmar que na área de estudo as heranças dos processos fisiográficos e biológicos da paisagem, referidos por Aziz Ab'Saber (2003), estão embutidos não só nos depósitos quaternários, mas nos solos e nos componentes fitogeográficos, afinal, os diferentes estratos e composições vegetacionais são o resultado de um longo processo de coevolução do substrato pedogenético, da morfodinâmica e do controle climático.

Quanto à cobertura vegetal, especificamente, essa se distribui conforme o suporte pedogenético e geomorfológico do ambiente. As Caatingas constituem a vegetação típica dos sertões semiáridos, ostentando padrões fisionômicos e florísticos heterogêneos que acompanham a variação das condições hidroclimáticas, pedológicas, geológicas e geomorfológicas (BRANDÃO, 1998). Podem ser caracterizadas como florestas arbóreas ou arbustivas (Figura 21), compreendendo principalmente árvores e arbustos baixos, xerofíticas e decíduas, que apresentam como características espinhos, e microfilia (PRADO, 2003), portanto distintas do Cerrado e da Mata Seca (COUTINHO, 2006).

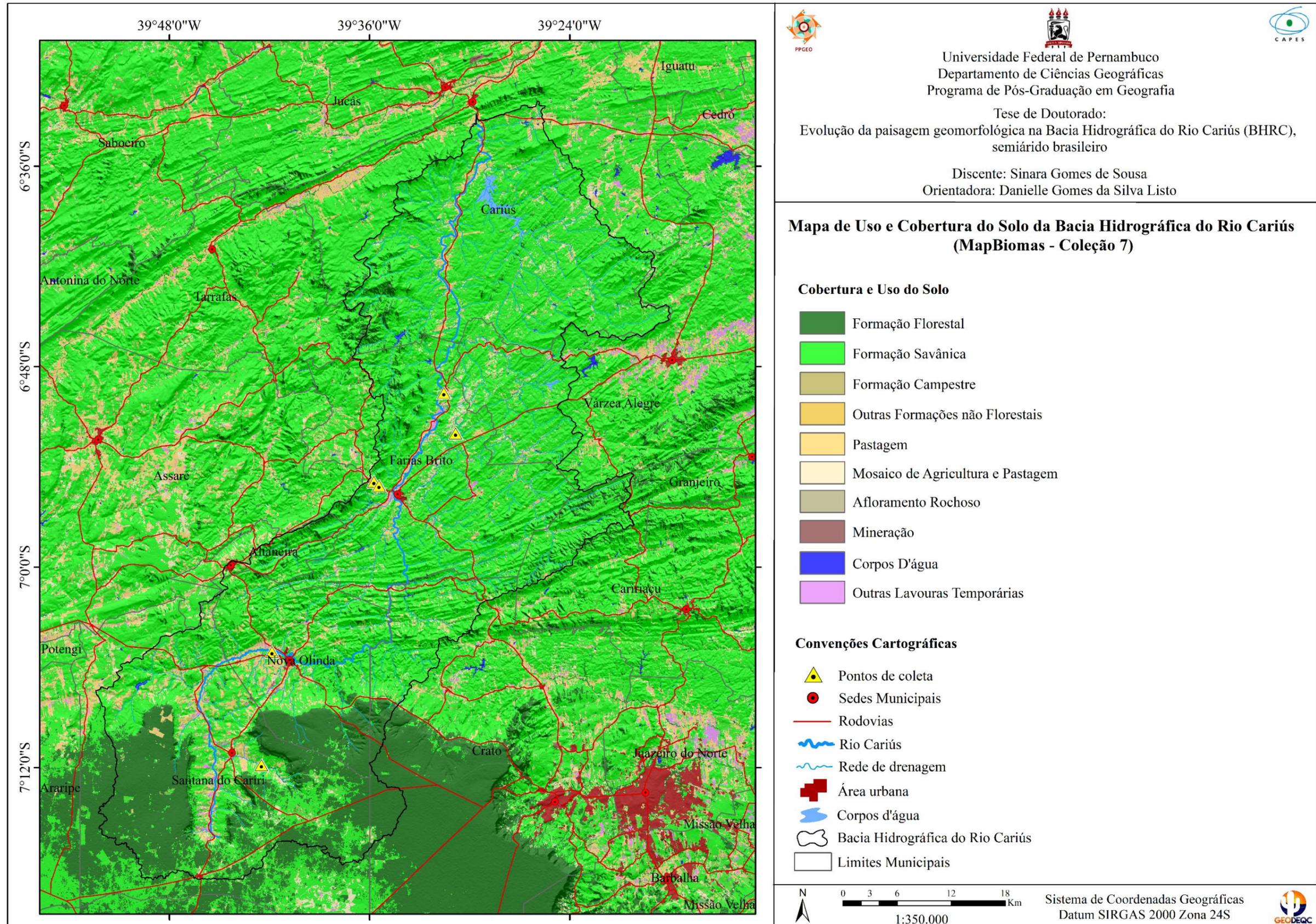
**Figura 21.** Gradiente fitofisionômico da Caatinga



Fonte: Coutinho (2016), modificado.

Os setores mais úmidos da área de estudo apresentam cobertura do tipo “Formação Florestal”. Essa classificação foi utilizada para todas as formações que apresentam porte arbóreo e densidade fechada, que na superfície de cimeira do Planalto do Araripe corresponde a vegetação do tipo Cerrado/Cerradão, nas vertentes dos maciços cristalinos, corresponde a vegetação de Caatinga Arbórea, e nas planícies aluviais, corresponde a Mata Ciliar. Já a classe de “Formação Savânica” foi utilizada para as formações de porte arbustivo e de densidade aberta, como é o caso da Caatinga Arbustiva predominante em quase toda a área da bacia, indo das superfícies cristalinas dissecadas às vertentes dos maciços cristalinos, e da Mata Seca, presente na baixa vertente e nos *glacis* que circundam o Planalto do Araripe (Figura 22).

Figura 22. Mapa de Cobertura e Uso do Solo



Fonte: organizado pela autora a partir de MapBiomas (2021).

## 5 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E CARACTERIZAÇÃO DOS AMBIENTES DEPOSICIONAIS

A compartimentação geomorfológica da Bacia Hidrográfica do Rio Cariús se apresenta, com base na metodologia utilizada, de forma hierárquica. Neste caso, em escala menor tem-se quatro domínios morfoestruturais que, por influência de atributos como, altitude, declividade, orientação e forma das vertentes, e de processos intempéricos, erosivos e gravitacionais de massa, evoluem dando origem a unidades menores, denominadas de morfoesculturas.

As feições de relevo de menor expressão espacial foram enquadradas na quinta ordem de grandeza da taxonomia do Manual Técnico de Geomorfologia do IBGE (2009). Pela sua dimensão espacial e pela escala de representação cartográfica adotada, essas feições foram representadas por símbolos lineares no grupo das Formas de Relevo Simbolizadas. É o caso dos hollows do Maciço do Quincuncá, das cicatrizes erosivas predominantes nas *Badlands*, e da Escarpa Erosiva do Planalto Sedimentar do Araripe

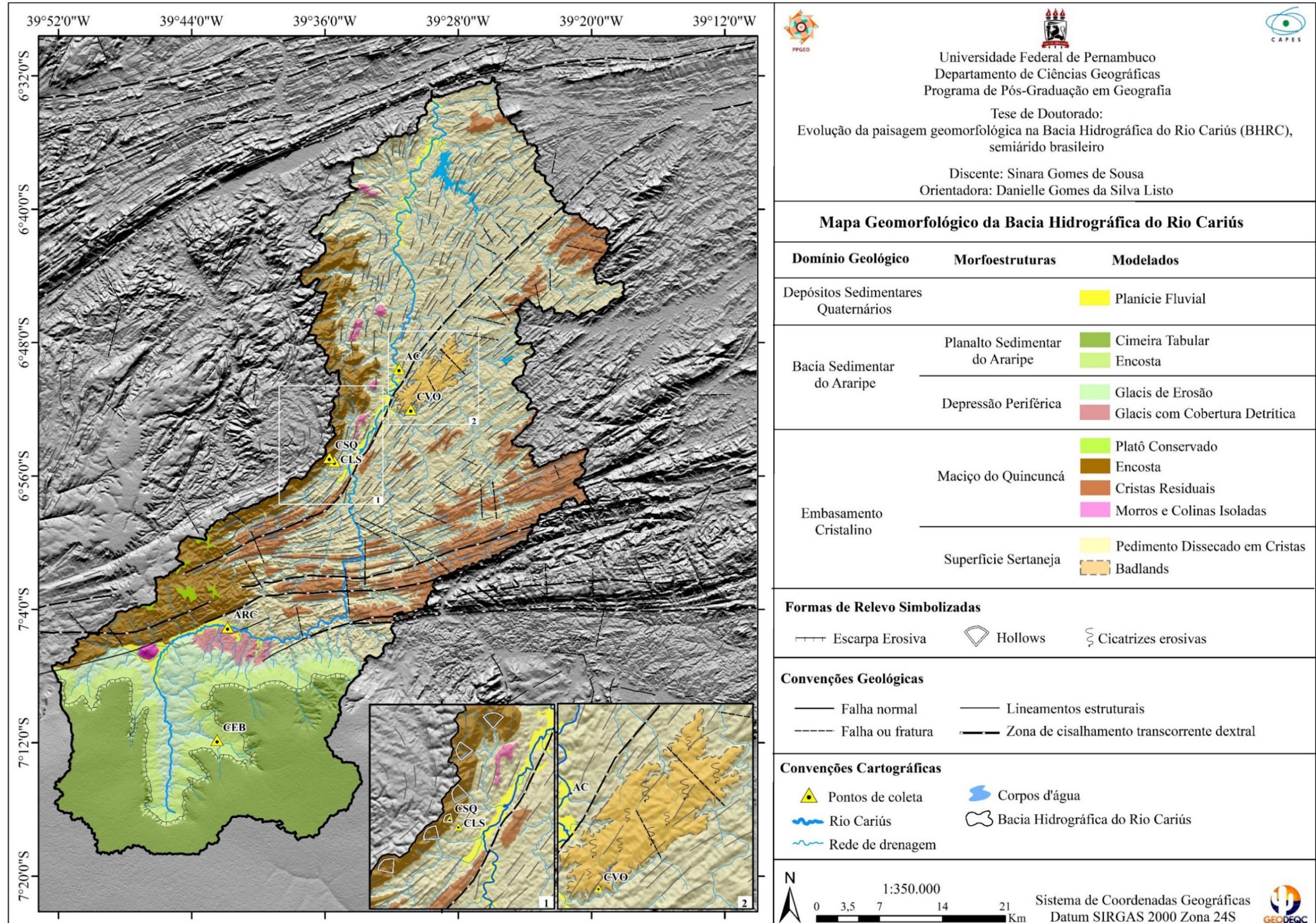
Ao todo foram identificadas e mapeadas 15 unidades morfoesculturais (Quadro 5; Figura 23).

**Quadro 5.** Compartimentação geomorfológica da BHRC

<b>Domínio Geológico</b>	<b>Domínio Morfoestrutural</b>	<b>Modelados</b>	<b>Formas de Relevo Simbolizadas</b>
Depósitos Sedimentares Quaternários	-	Planície Fluvial	-
Bacia Sedimentar do Araripe	Planalto Sedimentar do Araripe	Cimeira Tabular	-
		Escarpa Erosiva	-
	Depressão Periférica	Encosta	Escarpa Erosiva
		<i>Glacis</i> de Erosão	-
Embasamento Cristalino	Maciço do Quincuncá	<i>Glacis</i> com Cobertura Detrítica	-
		Platô Conservado	-
		Encosta	<i>Hollows</i>
		Cristas Residuais	-
	Superfície Sertaneja	Morros e Colinas Isoladas	-
		Pedimento Dissecado em Cristas	-
		<i>Badlands</i>	Cicatrizes erosivas

Fonte: organizado pela autora.

Figura 23. Mapa Geomorfológico



Fonte: elaborado pela autora (2023).

## 5.1 PLANÍCIES FLUVIAIS

As Planícies Fluviais figuram um papel importante no conjunto dos Depósitos Sedimentares Quaternários que compõe a estrutura superficial das paisagens. Ademais, são feições geomorfológicas que se formam a partir da relação encosta-canal por meio dos processos de agradação que integram a dinâmica hidrossedimentológica das bacias, que, por sua vez, é mediada pela declividade, pela dinâmica climática e pelo uso e cobertura do solo. Esses fatores são responsáveis por determinar o comportamento hidrodinâmico e hidrossedimentológico do sistema fluvial em seus diferentes setores (Figura 24).

**Figura 24.** Canal principal do Rio Cariús, com destaque para a carga de fundo do leito e aporte de água em: A- Alto curso (foto capturada em agosto de 2023); B- Médio curso (foto capturada em novembro de 2022)

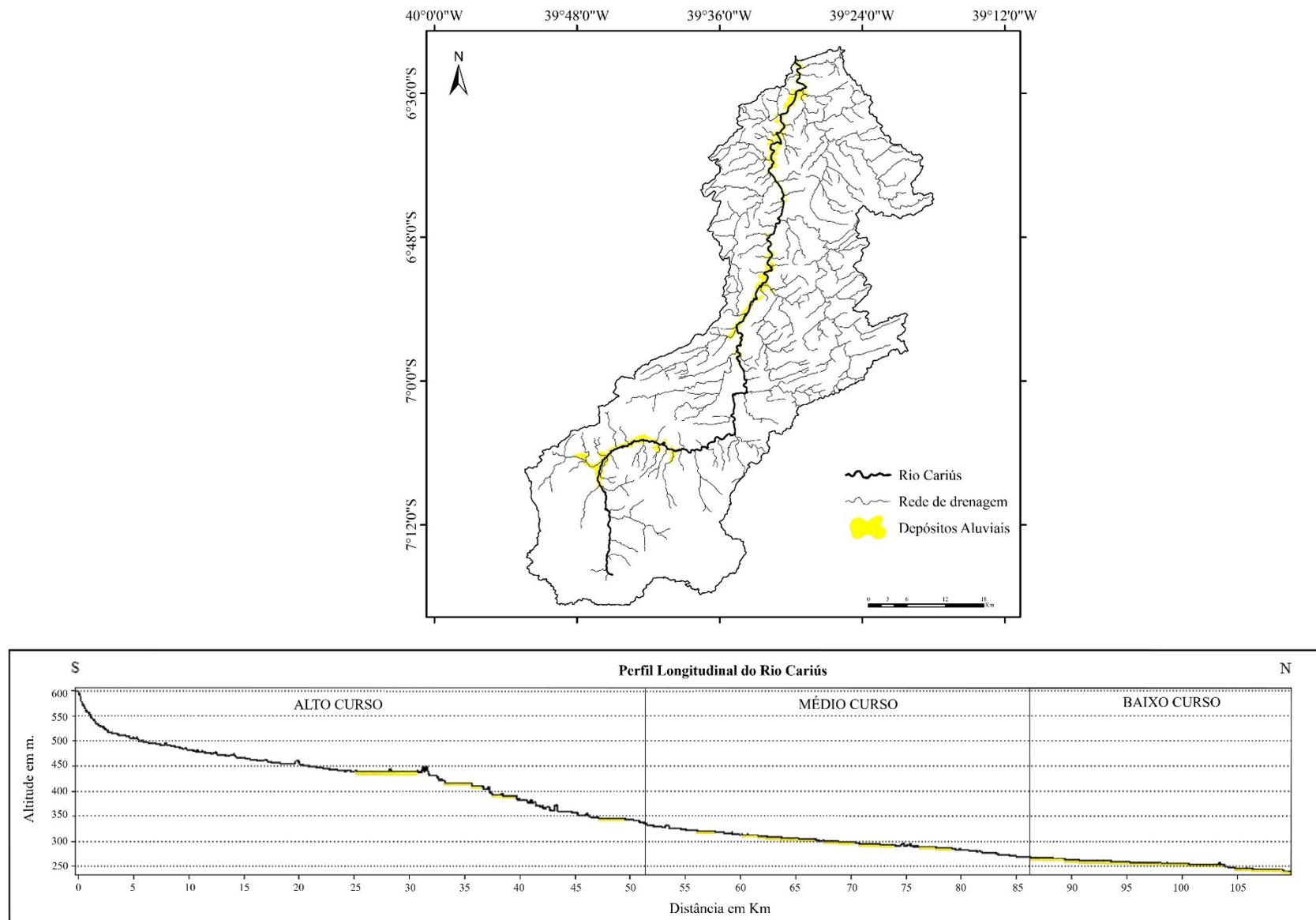


Fonte: da autora.

Na área de estudo, as planícies fluviais possuem dimensões espaciais expressivas que merecem destaque dentro do contexto ambiental do semiárido brasileiro, repleto de particularidades propiciadas pelo clima, pela natureza das rochas, a cobertura vegetal etc., que influenciam diretamente na baixa produção de mantos de intemperismo e na baixa capacidade de transporte e, conseqüentemente, deposição de sedimentos pelos rios.

Por ocorrerem nas zonas de deposição dos rios, essas feições são tipicamente associadas ao baixo curso das bacias hidrográficas. Entretanto, na BHRC sua ocorrência não se restringe apenas ao baixo curso, estando presente nos setores e alto e médio curso. A existência dessas extensas planícies fluviais se deve ao forte controle estrutural exercido por um sistema de falhas, fraturas e lineamentos estruturais que propiciaram a formação de espaços de acomodação de águas e sedimentos quaternários nos diferentes setores da bacia, formando patamares escalonados de depósitos aluviais com dimensões significativas (Figuras 25).

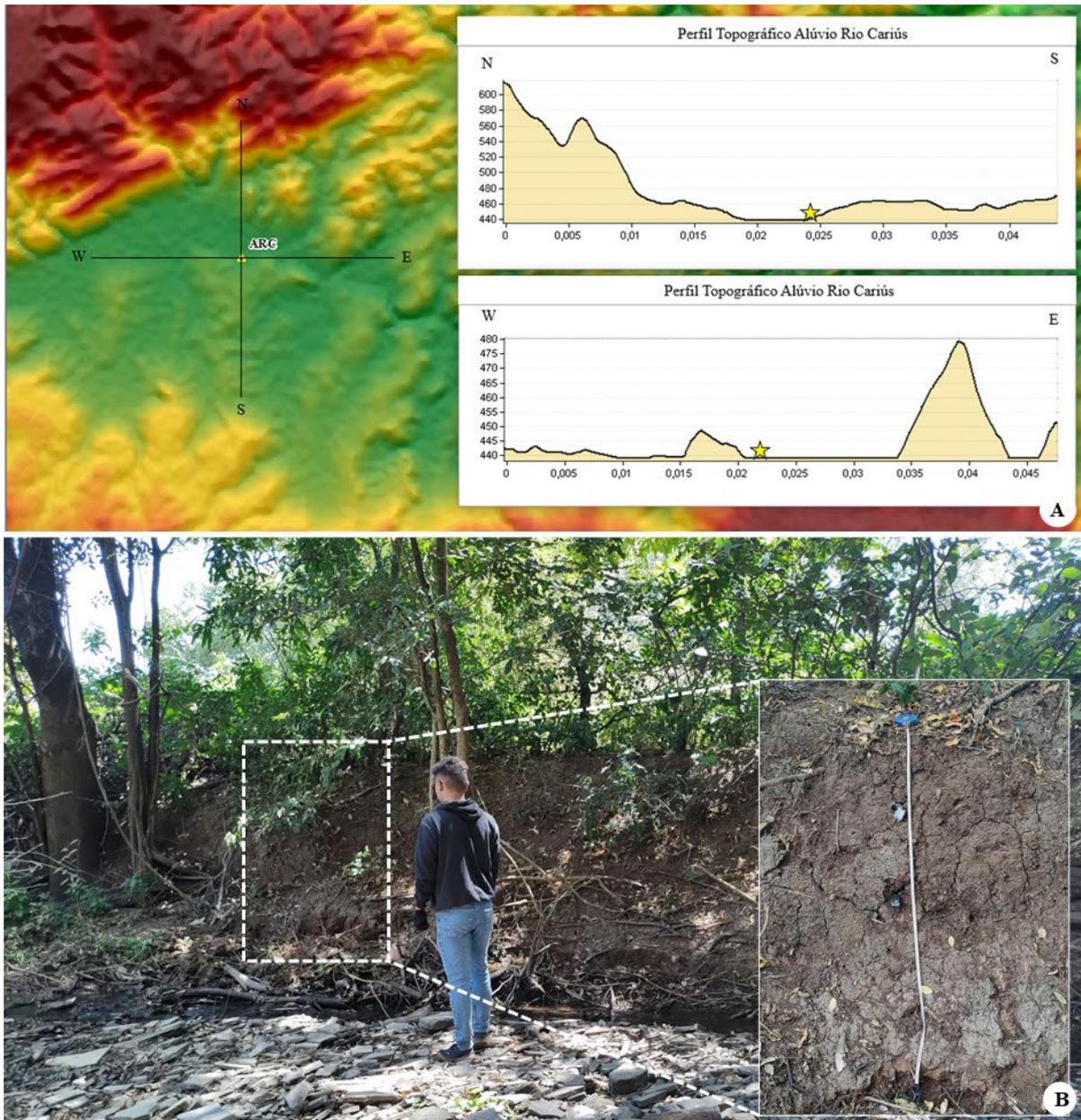
**Figura 25.** Perfil Longitudinal do Rio Cariús com destaque para os depósitos aluviais



Fonte: da autora.

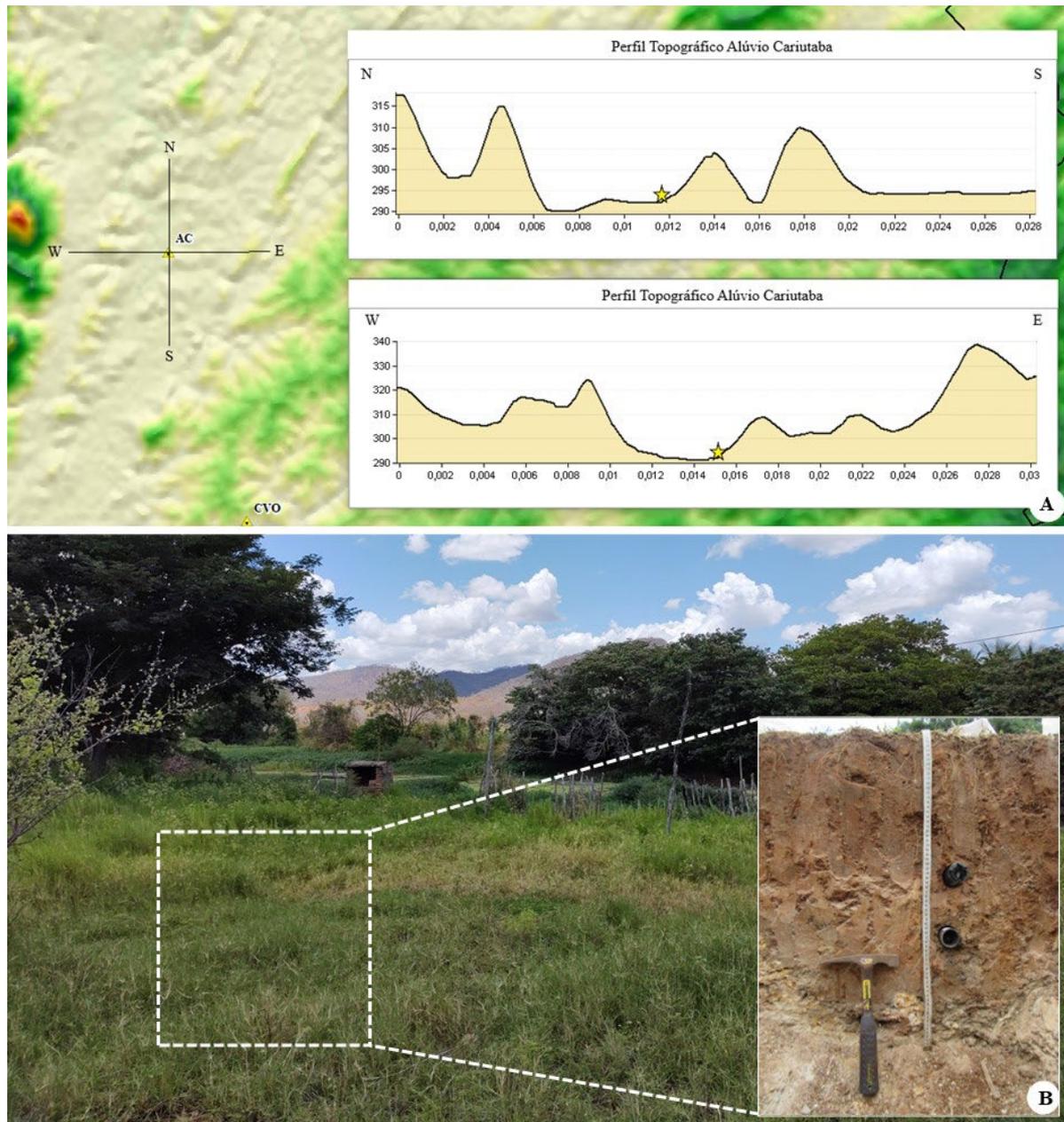
A formação desses espaços de acomodação permitiu que sedimentos se alojassem na paisagem, compondo os registros estratigráficos da história evolutiva da geomorfologia da bacia hidrográfica em análise. Por essa razão, foram realizadas duas coletas de sedimentos aluviais no alto e médio curso da bacia. No alto curso, a coleta se deu em um perfil naturalmente exposto na margem esquerda do rio Cariús, já no médio curso, fez-se necessária a escavação de uma trincheira para exposição do perfil e sucessiva coleta de material aluvial (Figuras 26 e 27).

**Figura 26.** Ambiente de coleta do Alúvio Rio Cariús (ARC). A- Perfis topográficos, com destaque para o ponto de coleta; B- Perfil estratigráfico



Fonte: da autora.

**Figura 27.** Ambiente de coleta do Alúvio Cariutaba (AC). A- Perfis topográficos, com destaque para o ponto de coleta; B- Perfil estratigráfico



Fonte: da autora.

Nos setores mais baixos das encostas, especialmente do Planalto do Araripe e Maciço do Quincuncá, ocorrem os depósitos coluviais, alguns deles expressivos em termos de profundidade e de diferenciação faciológica e estratigráfica, formados a partir da dinâmica erosiva-deposicional das vertentes, desencadeada por eventos de ordem climática e gravitacional. Os depósitos coluviais formam-se a partir de materiais eluviais que, quando instabilizados, são remobilizados para os setores mais baixos da paisagem (MOURA; SILVA, 1998), podendo chegar às planícies fluviais, passando a integrar os depósitos aluviais.

## 5.2 PLANALTO SEDIMENTAR DO ARARIPE

O domínio morfoestrutural do Planalto Sedimentar do Araripe é composto por uma superfície de Cimeira Tabular, que no recorte estudado, não ultrapassa a cota altimétrica dos 950 m., sustentada pelo capeamento arenítico da Formação Exu. Essa unidade possui morfologia tabuliforme, mas com marcas de dissecação nas bordas em decorrência da presença de incisões fluviais, produzindo incipientes cabeceiras de drenagem, que atuam, através de erosão remontante, no rebaixamento e aumento da declividade nesses setores.

A Cimeira Tabular tem seus limites definidos pela Escarpa Erosiva, que constitui um paredão rochoso vertical de declividade abrupta (ASSINE, 2007). Pelo seu ângulo de inclinação, a escarpa é constantemente modelada por movimentos de massa do tipo queda de blocos (Figura 28-A) e pela sua exposição aos processos intempéricos e à erosão diferencial, em alguns setores, apresenta feições ruiformes (Figura 28-B). Somado a isso, tem-se as zonas de exsudação, que atuam como um importante agente morfogenético na modelagem das encostas através do recuo lateral e remontante, formando amplos anfiteatros erosivos.

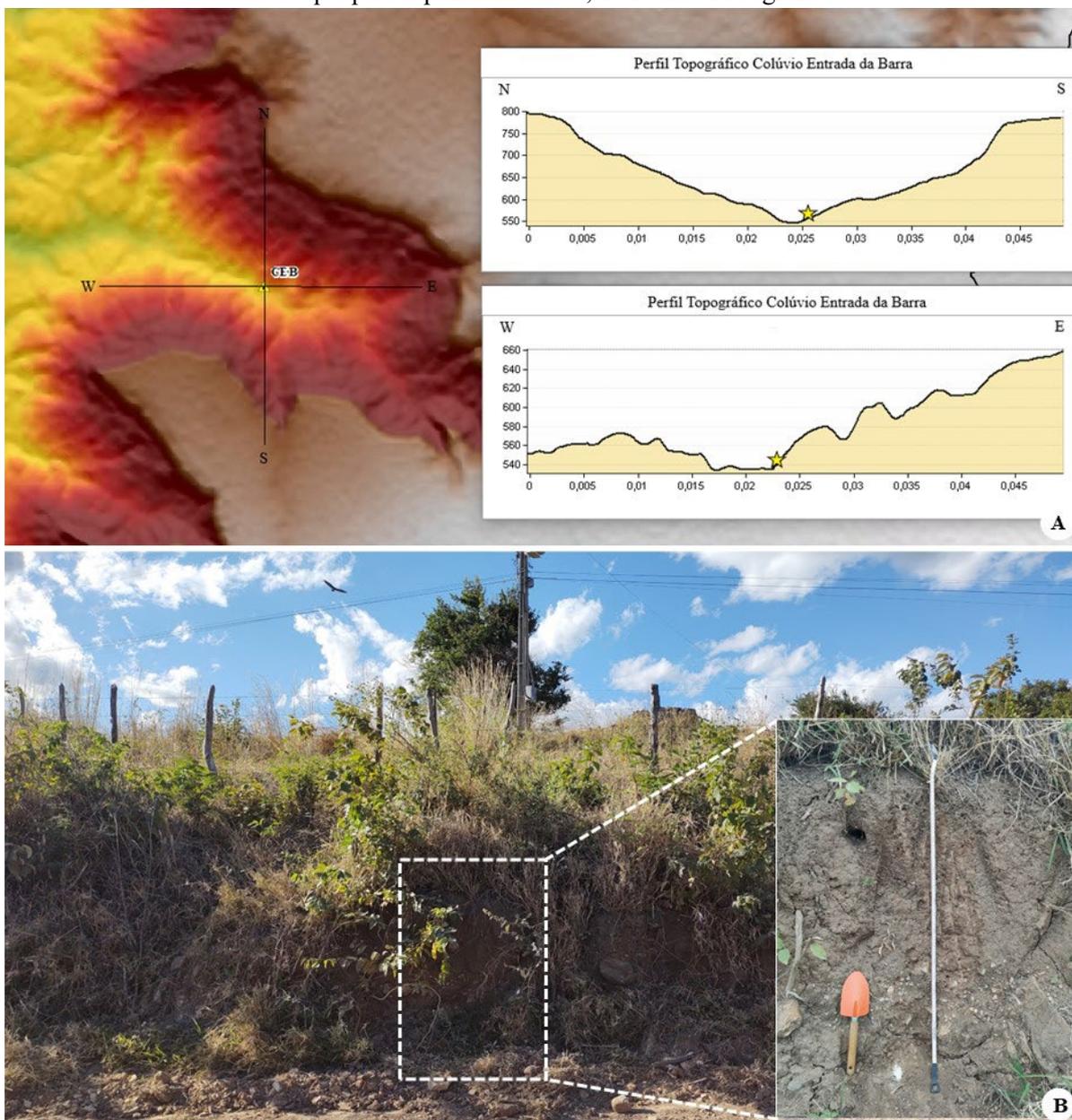
**Figura 28.** Escarpa Erosiva, com destaque para: A- movimento de massa do tipo queda de blocos; B- Feições ruiformes



Fonte: da autora.

Os materiais mobilizados pelos movimentos de massa formam depósitos de tálus que se acumulam na base da escarpa, na unidade da Encosta, que se caracteriza morfológicamente como uma rampa suave composta por material coluvionar de granulometria variada e que atua como um elemento de conexão entre a parte superior do Planalto do Araripe e as unidades morfoesculturais da Depressão Periférica. Embora os depósitos de tálus de granulometria grosseira sejam mais frequentes na paisagem, em um determinado ponto da base da unidade de Encosta foi possível coletar amostras de colúvio com granulometria abaixo de 2mm, adequado à coleta para datação, e análise sedimentológica (Figura 29).

**Figura 29.** Ambiente de coleta do Colúvio Entrada da Barra (CEB). A- Perfis topográficos, com destaque para o ponto de coleta; B- Perfil estratigráfico.



Fonte: da autora.

### 5.3 DEPRESSÃO PERIFÉRICA

As feições que compõem a morfoestrutura da Depressão Periférica são modeladas predominantemente por processos de agradação, com exceção do *Glacis* de erosão (Figura 30), que funciona como uma zona de transferência do material coluvial produzido nas encostas e mobilizados pelos agentes erosivos e pela força gravitacional. Essa feição é definida por White (2006) como uma superfície de transporte e/ou erosão suavemente inclinada que trunca a rocha e conecta encostas ou escarpas às áreas de deposição de sedimentos em níveis mais baixos, ou seja, é uma espécie de pedimento, mas que ocorre em ambientes de rocha sedimentar (DRESCH, 1962).

**Figura 30.** *Glacis* de erosão



Fonte: da autora.

A feição denominada de *Glacis* com cobertura detrítica possui características morfológicas e comportamentos que a diferenciam, do ponto de vista geomorfológico, do *Glacis* de Erosão. Trata-se de superfície de transição, com altimetrias e declividades intermediárias entre o *Glacis* de Erosão e a Planície Fluvial e que concentra uma cobertura coluvial maior ao passo em que possui vales dissecados por um conjunto de drenagens paralelas, que seguem das encostas do Planalto do Araripe para o canal principal do rio Cariús.

A razão para a diferença altimétrica está na natureza do material geológico, composto pelos Folhelhos e Lamitos da Formação Brejo Santo, que sustenta essa feição e lhe confere uma resistência menor aos processos modeladores que rebaixam o relevo e, ao mesmo tempo, o torna propício ao recebimento e acumulação de sedimentos.

#### 5.4 MACIÇO DO QUINCUNCÁ

A Serra do Quincuncá é um maciço embasado em rochas pré-cambrianas, majoritariamente, de idades Neoproterozóicas. Sua extensão espacial é de aproximadamente 775 km<sup>2</sup>, sendo um dos numerosos maciços estruturais que pontuam o semiárido do Nordeste brasileiro e atua como interflúvio na margem esquerda da Bacia Hidrográfica do Cariús. Dessa unidade morfoestrutural subdividiu-se duas morfoesculturas: o Platô Conservado e a Encosta.

A feição geomorfológica do Platô Conservado (Figura 31-A) é um importante indicador da história geológica, pedogenética e paleoclimática regional, pois sua gênese está associada ao processo de laterização de profundas coberturas pedogenéticas que se formaram durante os ciclos climáticos mais quentes e úmidos, ao longo do Eoceno. Tais condições climáticas favoreceram a ação do intemperismo químico e, conseqüentemente, a lixiviação de cátions e precipitação de óxidos de ferro (Fe) e alumínio (Al), formando concreções ferruginosas e/ou aluminosas que tornaram o solo mais coeso e resistente à ação erosiva.

Cordeiro, Bastos e Maia (2018) afirmam que as coberturas lateríticas (Figura 31-B e C), presentes na porção noroeste da Bacia do Araripe, são de origem autóctone e se formaram durante o Eoceno sob condições climáticas úmidas, enquanto que, durante os períodos secos, associados ao pós-Oligoceno, ocorreu o seu fracionamento pela atuação de processos erosivos e pelos fluxos fluviais da rede hidrográfica do alto curso do rio Jaguaribe.

**Figura 31.** Platô Conservado, com destaque para: A- Cimeira tabuliforme; B e C- Perfis lateríticos

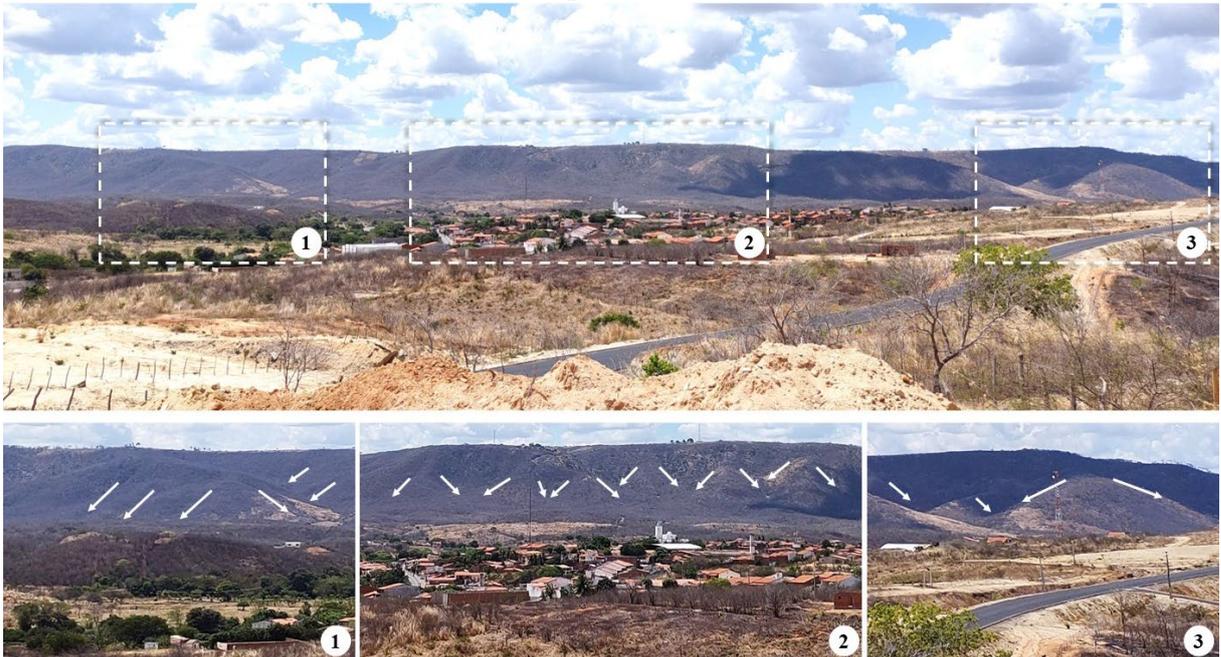


Fonte: Daniely Guerra (2019).

A Encosta da Serra do Quincuncá é modelada por processos morfogenéticos que atuam no recuo lateral e erosão regressiva (*backwearing*) das vertentes. Segundo a interpretação de Cordeiro (2017), a evolução dessa unidade se deu por retrabalhamento cíclico por etchplanação, com deposição de material coluvial oriundo de eventos pretéritos de movimentos de massa, que se acumularam no sopé do maciço, formando rampas de colúvio. O autor indica uma possível correlação dos depósitos com os pulsos climáticos do Último Ciclo Interstadial (46 Ka – 28 Ka) e do Último Máximo Glacial (24 Ka – 11 Ka), documentados por Gurgel (2012).

As vertentes convexas da encosta possuem o formato de facetas triangulares (Figura 32) e atuam como dispersantes dos fluxos que, por sua vez, convergem para as cabeceiras de drenagem (*hollows*). A morfologia e orientação (SE-NE), posicionada à barlavento, dessas reentrâncias erosivas garantem a convergência de águas e sedimentos e menos horas de exposição ao sol, concentrando um maior aporte de umidade ao longo do ano e favorecendo o desenvolvimento de uma cobertura vegetal densa, com espécies de porte arbóreo (Figura 33).

**Figura 32.** Encosta da Serra do Quincuncá, com destaques para as vertentes com formato de facetas triangulares (fotos capturadas durante a estação seca)



Fonte: da autora.

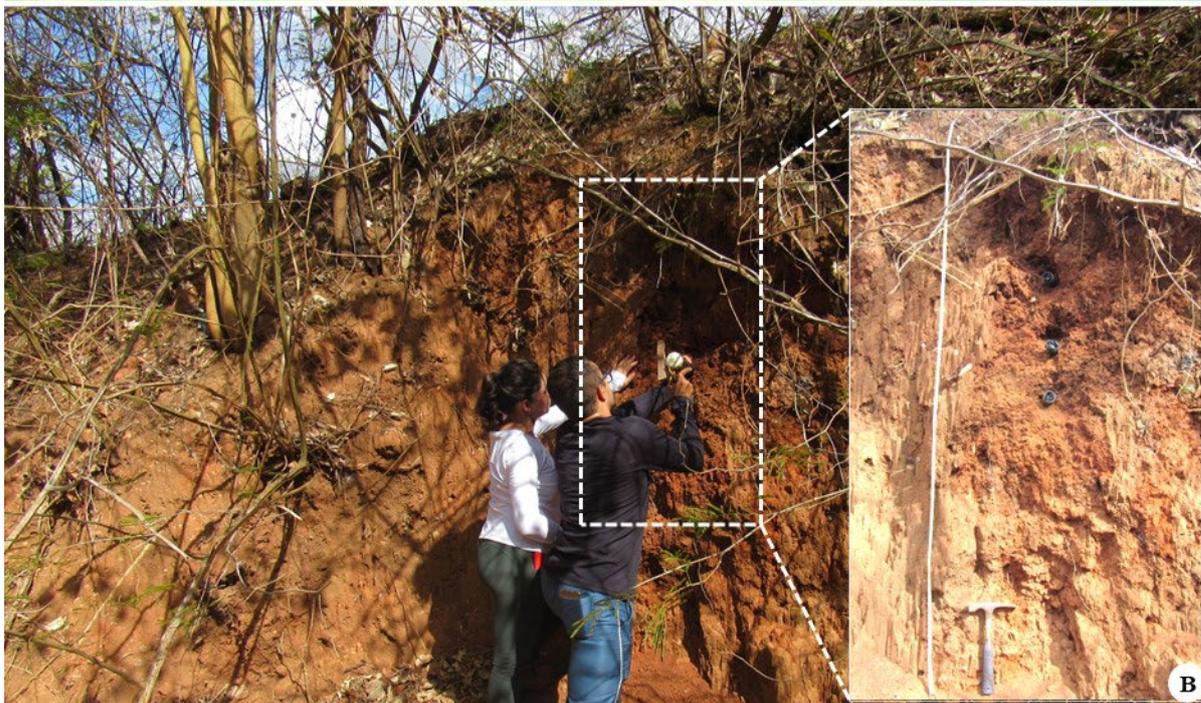
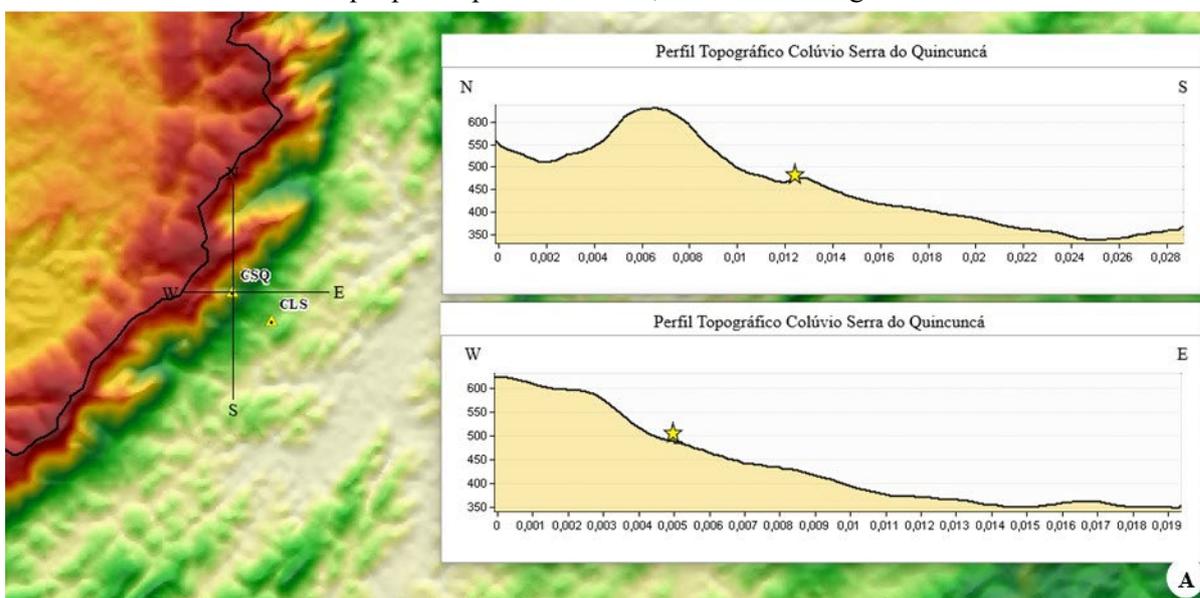
A base dos *hollows* é preenchida por material sedimentar de granulometria heterogênea (Figura 32), variando de depósitos de tálus à sedimentos finos. Esse fato permitiu que fossem realizadas coletas em dois perfis específicos, que pela sua disposição na paisagem e pela sua estrutura estratigráfica, se mostraram cientificamente interessantes para este trabalho, são eles: Colúvio Serra do Quincuncá – CSQ (Figura 33) e Colúvio Ladeira da Serra – CLS (Figura 34).

**Figura 33.** Cabeceiras de drenagem (fotos capturadas durante a estação chuvosa)



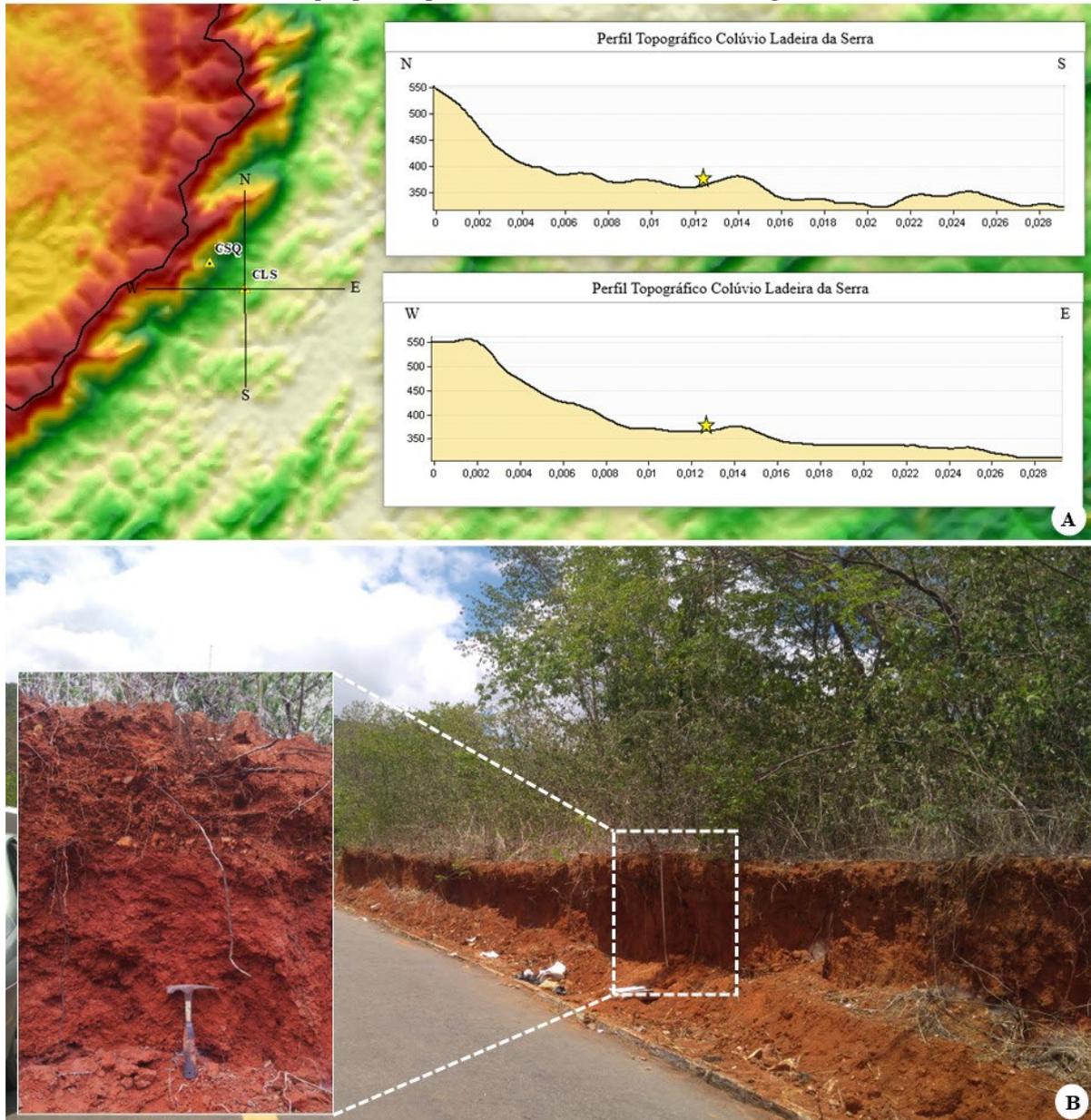
Fonte: da autora.

**Figura 34.** Ambiente de coleta do Colúvio Serra do Quincuncá (CSQ). A- Perfis topográficos, com destaque para o ponto de coleta; B- Perfil estratigráfico



Fonte: da autora.

**Figura 35.** Ambiente de coleta do Colúvio Ladeira da Serra (CLS). A- Perfis topográficos, com destaque para o ponto de coleta; B- Perfil estratigráfico

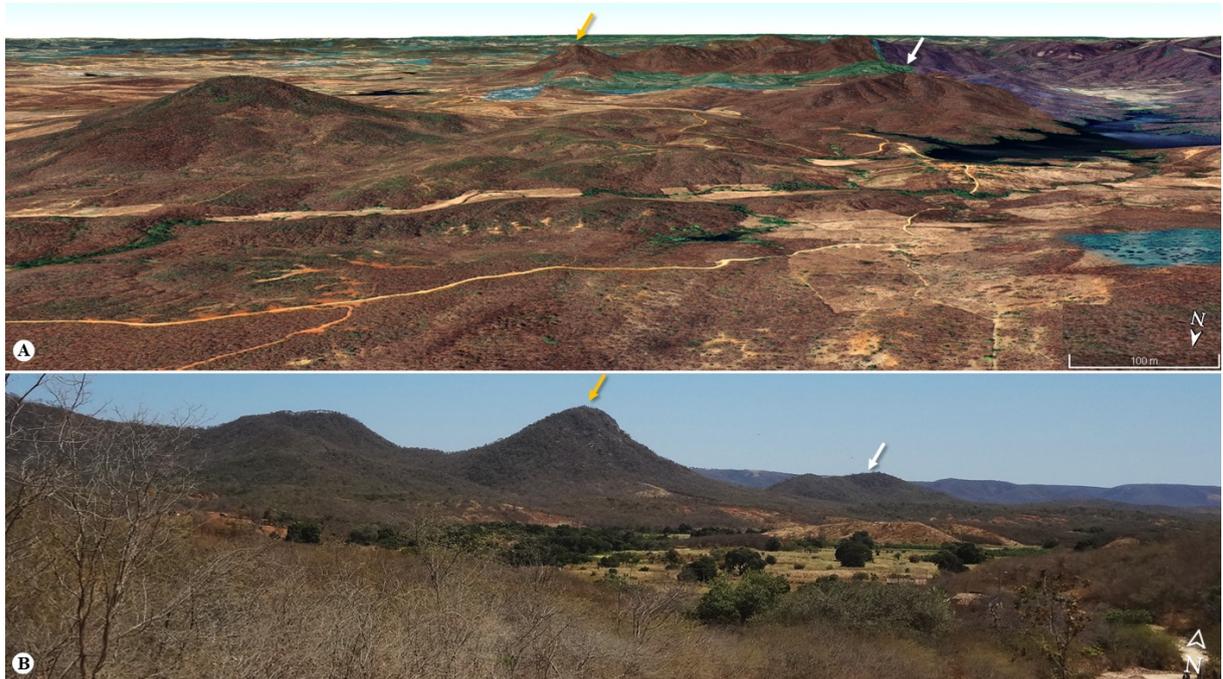


Fonte: da autora.

As morfoesculturas denominadas Morros e Colinas Isoladas situam-se na Superfície Sertaneja, mas guardam uma relação de gênese com o Maciço do Quincuncá, portanto integrando essa unidade morfoestrutural. Tais feições constituem remanescentes da encosta do maciço que foram individualizados pela erosão diferencial, testemunhando o processo de recuo lateral e de erosão regressiva (*backwearing*) das vertentes do maciço.

De modo geral, os morros e colinas da área de estudo possuem topos aguçados e vertentes com declividades variando entre forte onduladas à montanhosas. Em relação a altimetria, não ultrapassam a cota dos 630 m (Figura 36).

**Figura 36.** Morros e Colinas Isoladas, com destaque para a correspondência das feições em: A- imagem do Google Earth Pro; B- foto capturada pela autora



Fonte: A- Google Earth Pro; B- da autora.

As Cristas Residuais são feições geomorfológicas caracterizadas pelo seu perfil alongado e topo aguçado, com formato de crista. Essas feições residuais, embora dispersas pela Superfície Sertaneja, também guardam uma relação de gênese com os maciços que circundam a bacia, especialmente com o Maciço do Quincuncá, à oeste, e o Maciço de São Pedro, à leste, sendo considerados testemunhos do processo de erosão regressiva e recuo lateral desses maciços.

Essas Cristas são, por vezes, cortadas por falhas e fraturas que atuam na produção de zonas de fraqueza, nas quais os agentes intempéricos e erosivos agem de modo mais eficiente. É por conta desse processo que, em alguns setores, é possível observar a superimposição da drenagem sobre o relevo das Cristas e, quando não, a drenagem encontra-se encaixada nos espaços entre as cristas residuais, sendo também controlada pelos lineamentos estruturais.

Na área de estudo, sua gênese está intimamente ligada ao controle estrutural exercido pela natureza das rochas graníticas e ortoderivadas e por um sistema de falhas e lineamentos estruturais que controlam sua orientação, predominantemente de NE-SW e E-W, e o processo de dissecação das vertentes, formando uma sucessão de cristas alinhadas (Figura 37-A), intercaladas por feições de agradação como alvéolos e vales, ambos preenchidos por sedimentos quaternários (Figura 37-B).

**Figura 37.** Cristas Residuais, com destaque para: A- Sucessão de cristas alinhadas na direção SW-NE e, ao fundo, a Chapada do Araripe; B- Vale encaixado entre as Cristas



Fonte: A- da autora; B- Anderson Nascimento.

## 5.5 SUPERFÍCIE SERTANEJA

A Superfície Sertaneja consiste em uma unidade morfoestrutural cuja evolução está relacionada aos intensos ciclos de erosão e denudação potencializados por mudanças climáticas abruptas ao longo do Cenozoico (Figura 38). Pela natureza da estrutura geológica subjacente, essa superfície apresenta nítidos controles estruturais sobre os morfoesculturadores, apresentando modelados de denudação, como o Pedimento Dissecado em Cristas e as *Badlands*.

Os pedimentos são ambientes de transição entre o sopé das vertentes e as planícies fluviais, caracterizados como vastos planos suavemente inclinados, cortando rochas de natureza diferente ou homogênea, em que o declive cresce para montante em forma de concavidade ou em ruptura brusca (*knick point*) para uma vertente vertical. Constitui uma superfície de erosão, cuja elaboração se deu sob condições climáticas que favoreceram os processos intempéricos mecânicos e hidrodinâmicos, promovendo a remoção dos detritos e o recuo lateral das vertentes (PASSOS; BIGARELLA, 1998; RIBEIRO; MARÇAL; CORRÊA, 2010).

Na área de estudo, a unidade pedimentar foi classificada como Pedimento Dissecado em Cristas, pois encontra-se intensamente dissecada, sobretudo pelos canais fluviais e, devido a influência de um sistema de lineamentos estruturais, exhibe feições em formato de cristas, mas que não estão individualizadas, como as Cristas Residuais, em decorrência da baixa amplitude altimétrica e baixo gradiente de declividade que possuem.

**Figura 38.** Superfície Sertaneja, com destaque para: A- Vista a partir da Serra do Quincuncá; B- Vista para a Serra do Quincuncá



Fonte: da autora.

Destaca-se, no contexto da Superfície Sertaneja, um ambiente cujos padrões fisiográficos e fisiológicos divergem das paisagens do entorno. Trata-se de um conjunto de *Badlands* (Figura 39) elaborada por processos superficiais e subsuperficiais que atuaram conjuntamente, mas com intensidades distintas e sob regimes climáticos opostos, em períodos diferentes.

Apesar da clara correspondência com a Suíte Intrusiva Itaporanga de composição granítica, a explicação para o desenvolvimento pontual das *Badlands* na área de estudo não é puramente litoestrutural, haja vista que essa unidade geológica também ocorre em outros setores, quase sempre associada às feições residuais das Cristas, mas não manifestando esses padrões fisiográficos e fisiológicos.

De acordo com Harvey (2008), as *Badlands* são paisagens erosivas profundamente dissecadas, cuja gênese está associada ao processo de erosão superficial pelo fluxo hortoniano em terrenos rochosos friáveis com pouca cobertura vegetal, ocorrendo comumente em regiões semiáridas, onde há secas sazonais e períodos chuvosos intensos e concentrados. Os fatores

que contribuem para o desencadeamento dos processos hortonianos são chuvas intensas e concentradas, baixa capacidade de infiltração, material facilmente erodível e encostas relativamente íngremes.

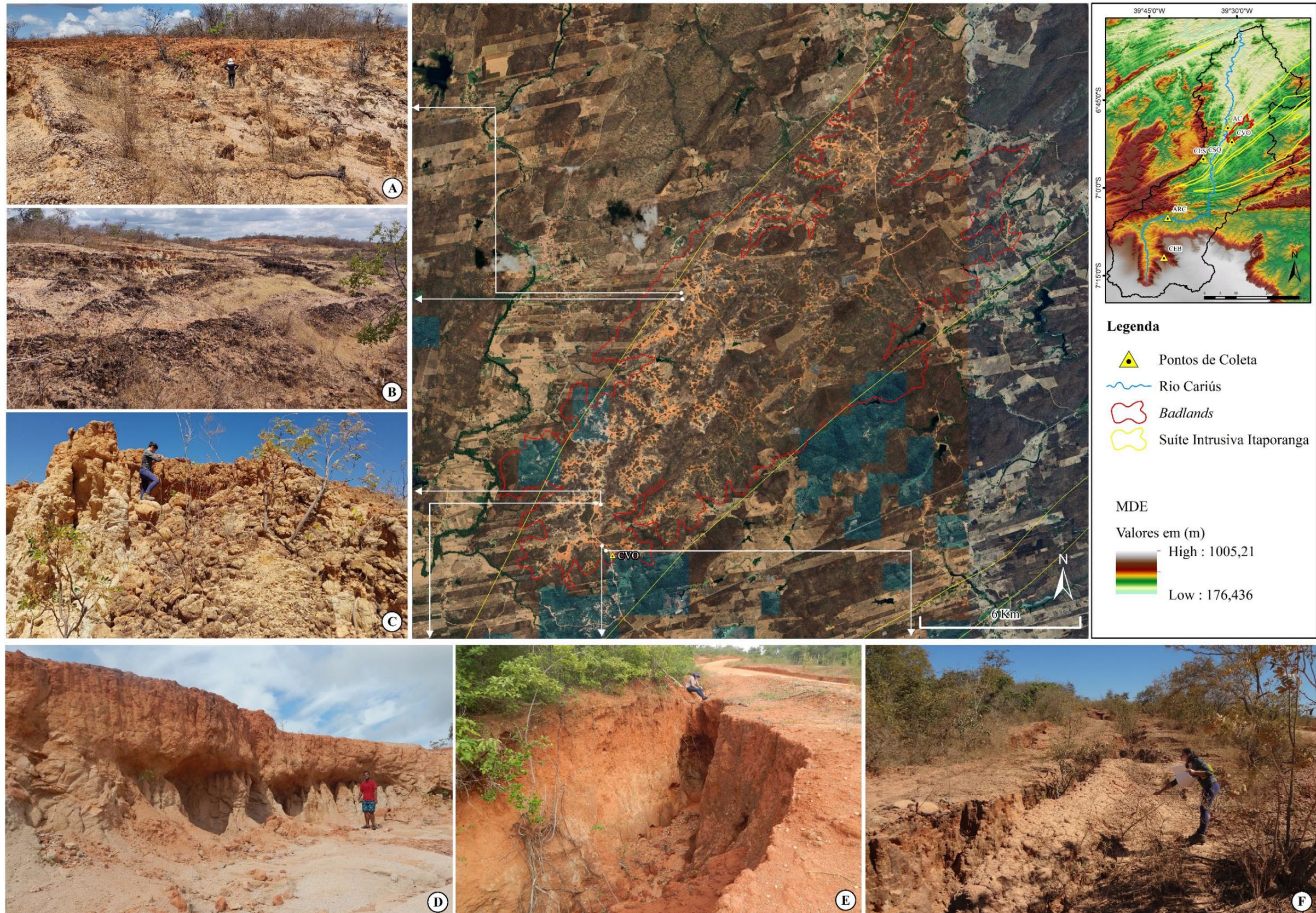
As *Badlands* desempenham importantes papéis no contexto do sistema geomórfico em que se encontra, atuando como principais fontes de sedimentos para o sistema fluvial e como uma grande influenciadora na evolução das encostas (HARVEY, 2008). Assim, quando acoplados ao sistema fluvial, representam uma zona de expansão da rede de drenagem a partir do aumento na densidade dos canais e aumento na ordem dos rios, promovendo implicações na dinâmica hidrossedimentológica em decorrência da alta produção e fornecimento de sedimentos ao sistema.

Na área de estudo, as *Badlands* apresentam uma alta densidade de drenagem formada por um sistema de riachos, ravinas e voçorocas, cujos fluxos convergem em direção ao curso principal da bacia. Algumas ravinas coalesceram e se tornaram cabeceiras com vários canais ramificados que concentram o fluxo superficial para as concavidades do relevo, formando redes de drenagem que convergem em direção as áreas mais rebaixadas, alimentando as planícies fluviais.

Como mencionado anteriormente, a gênese das badlands está relacionada a atuação conjunta de dois processos, mas com intensidades distintas e sob regimes climáticos opostos, em períodos diferentes., de início, a etchplanação atuou na alteração química da rocha em subsuperfície, a partir de processos químicos como hidrólise e dissolução, transformando a rocha granítica em saprólito, sob regime de paleoclimático úmido. Em seguida, associado a períodos climáticos secos, houve a remoção do manto de intemperismo a partir da intensa lavagem da superfície, culminando com a exposição da frente de intemperismo basal em estágio avançado de decomposição e desagregação (Figura 39-A e B).

A área apresenta forte instabilidade ecodinâmica, com predomínio de erosão por fluxo laminar e linear, supressão vegetal, cobertura de pavimento detrítico e incipientes mantos de intemperismo. Do ponto de vista geomorfológico, na paisagem desenvolvem-se feições ruiformes (Figura 39-C) e erosivas (Figura 39-D, E e F) de dimensões variadas. Para além dos fatores que induziram à suscetibilidade natural da área, é importante destacar o papel intensificador da erosão promovido pelo extrativismo vegetal e mineral que ocorre na área.

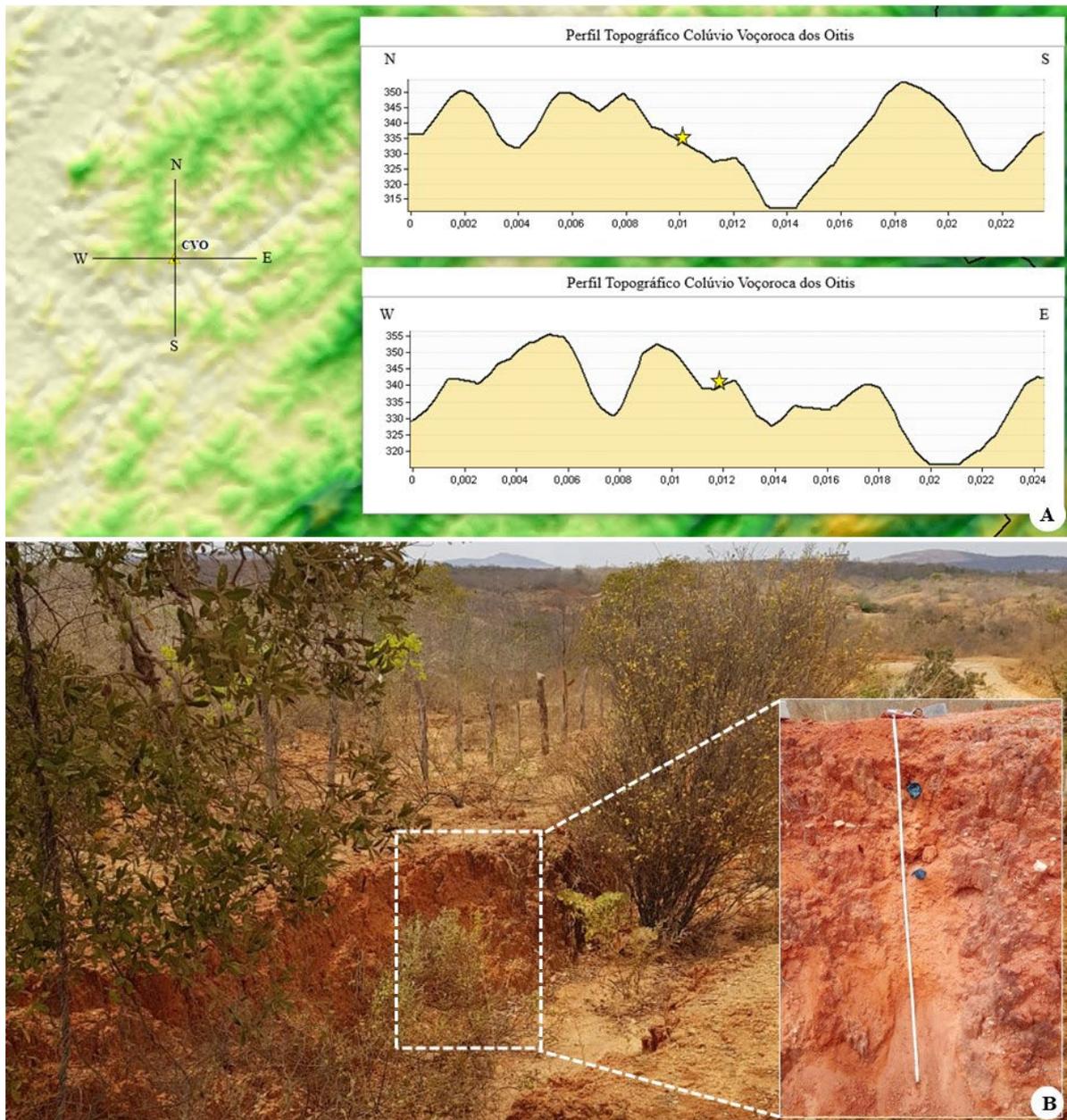
**Figura 39.** *Badlands*, com destaque para: A e B- afloramento da superfície de intemperismo basal com cobertura detrítica; C- Feições ruiformes; D- Erosão regressiva com solapamento da base; E- Voçoroca com colapso lateral de vertente por movimento de massa; F- Bifurcação de voçorocas



Fonte: Google Earth Pro (2023); fotos da autora. Organizado pela autora.

Em termos de cobertura pedológica, a pedogênese atua de modo incipiente sobre rasos mantos de intemperismo e depósitos colúviais, produzindo solos pouco profundos e, predominantemente, com ocorrência de horizonte A pobre em matéria orgânica sobre o saprólito. Quanto a cobertura sedimentar, os colúvios constituem os depósitos correlativos resultantes da intensa história erosiva desse ambiente, constituindo um indicador importante para desvendar os eventos paleoclimáticos e processos morfodinâmicos que contribuíram para sua evolução. Por essa razão, realizou-se coleta em um perfil estratigráfico exposto na vertente de uma voçoroca, denominado Colúvio Voçoroca dos Oitis - CVO (Figura 40).

**Figura 40.** Ambiente de coleta do Colúvio Voçoroca dos Oitis (CVO). A- Perfis topográficos, com destaque para o ponto de coleta; B- Perfil estratigráfico.



Fonte: da autora.

## 6 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E DINÂMICA PALEOCLIMÁTICA

Reconstituir cenários geomorfológicos pretéritos é uma tarefa complexa, pois requer o emprego de diversas técnicas, metodologias e materiais que permitam inferir sobre a dinâmica paleoambiental de um determinado recorte e correlacioná-la com registros de escala local, regional e global já documentados na literatura. Por ser o objetivo principal desta tese, este capítulo se propõe a apresentar a reconstituição da paleogeomorfologia da BHRC, por meio da correlação e discussão integrada dos resultados obtidos com a morfoestratigrafia, a leitura das argilas por DRX, a caracterização qualitativa e quantitativa dos sedimentos (granulometria e morfoscofia) e das idades obtidas por meio da LOE.

Os sedimentos quaternários abordados compreendem os depósitos colúviais provenientes das dinâmicas de vertentes do Planalto Sedimentar do Araripe e do Maciço Estrutural Serra do Quincuncá, e os depósitos aluviais oriundos dos processos hidrossedimentológicos da rede de drenagens da Bacia Hidrográfica do Rio Cariús. Através dos registros paleoambientais aprisionados nesses depósitos, foi possível identificar os eventos denudacionais e deposicionais responsáveis pela evolução das paisagens da área de estudo.

As idades ajudaram na elucidação dos paleoclimas vigentes e no posicionamento cronológico da área de estudo nos contextos paleoclimáticos global, regional e local, enquanto a sedimentologia e estratigrafia dos depósitos forneceram evidências acerca dos processos deposicionais e seus agentes deflagradores, permitindo a assimilação entre processo e tempo (sentido cronológico), sob a influência de forçantes climáticas ou simplesmente gravitacionais.

A geocronologia dos sedimentos apontou para idades que se enquadram em uma escala temporal de séculos à milênios, com unidades deposicionais relativamente recentes, datadas dos últimos 500 anos A.P., e depósitos relativamente antigos, datados dos últimos 26 mil anos A.P., compreendendo uma dinâmica paleogeomorfológica que se estendeu do Pleistoceno Superior ao Holoceno (Tabela 4).

Nesse sentido, é importante destacar que as amostras coletadas no perfil Colúvio Serra do Quincuncá (CSQ) não puderam ser datadas em decorrência da concentração de altas taxas de isótopos radioativos de Urânio (U-238), Tório (Th-232) e Potássio (K-40). Assim, das 12 amostras coletadas, apenas oito foram datadas e nove analisadas por meio de técnicas de sedimentologia, pois, como mencionado anteriormente, uma das camadas identificadas no perfil Colúvio Ladeira da Serra, CLS-70, não possuía sustentação suficiente para a introdução do tubo de PVC, incorrendo em risco de desmoronamento.

**Tabela 4.** Geocronologia dos sedimentos

<b>Amostras</b>	<b>Umidade (%)</b>	<b>U (ppm)</b>	<b>Th (ppm)</b>	<b>K (%)</b>	<b>Dose anual (µgy/ano)</b>	<b>D<sub>e</sub> (gy)</b>	<b>Idades (anos)</b>
CEB-60	4,6 ± 0,5	1,592 ± 0,136	7,06 ± 0,33	1,24 ± 0,08	2.370 ± 90	1,2 ± 0,1	510 ± 35
ARC-120	7,0 ± 0,7	1,779 ± 0,161	9,13 ± 0,42	1,19 ± 0,1	2.260 ± 110	1,9 ± 0,2	820 ± 70
ARC-80	2,9 ± 0,3	1,807 ± 0,147	7,88 ± 0,36	0,99 ± 0,08	2.100 ± 100	5,7 ± 0,3	2.710 ± 200
AC-43	0 ± 0	3,087 ± 0,197	12,04 ± 0,41	2,21 ± 21	3.970 ± 140	22,6 ± 1,2	5.690 ± 365
AC-30	5,7 ± 0,6	2,669 ± 0,191	12,45 ± 0,43	2,59 ± 0,12	4.020 ± 140	23,5 ± 1,5	5.830 ± 415
CLS-50	7,6 ± 0,8	7,464 ± 0,281	27,12 ± 0,54	1,51 ± 0,11	4.940 ± 140	60,0 ± 4,4	12.135 ± 960
CVO-130	7,6 ± 0,8	4,479 ± 0,196	17,51 ± 0,4	1,96 ± 0,1	4.070 ± 120	85,4 ± 4,3	20.970 ± 1.210
CVO-95	7,6 ± 0,8	4,509 ± 0,193	18,25 ± 0,41	2,12 ± 0,7	4.940 ± 140	60,0 ± 4,4	25.115 ± 1.450
CSQ-100	2,0 ± 0,2	12,950 ± 0,625	79,022 ± 1,781	5,744 ± 0,144	14.300 ± 190	-	Altas taxas de isótopos radioativos
CSQ-80	4,2 ± 0,5	24,612 ± 1,164	179,134 ± 3,918	6,683 ± 0,161	24.800 ± 325	-	Altas taxas de isótopos radioativos
CSQ-50	3,3 ± 0,4	14,991 ± 0,716	97,301 ± 2,157	4,794 ± 0,123	15.100 ± 200	-	Altas taxas de isótopos radioativos

Fonte: Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA (SP). Organizado pela autora.

Antes de iniciar a discussão sobre as idades e seu significado para a dinâmica geomorfológica pretérita e cenários evolutivos, é importante esclarecer que a constatação da alta concentração de isótopos radioativos de U-238, Th-232 e K-40 nas amostras CSQ-100, CSQ-80 e CSQ-50 se deu durante a aplicação do método SAR em ambiente laboratorial pela empresa Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA (SP). Tal fato, até então desconhecido, implicou na exclusão das amostras, pois não foi possível a aplicação das demais metodologias delimitadas nesta tese.

Na tabela abaixo é possível visualizar um comparativo entre as taxas consideradas normais de U-235, Th-232 e K-40 na natureza e os valores das taxas detectadas nas amostras CSQ-100, CSQ-80 e CSQ-50 (Tabela 5). Chama-se a atenção para o valor de Th-232 na amostra CSQ-80 de  $179,134 \pm 3,918$ , quase 18 vezes maior que o nível naturalmente encontrado. Os valores como um todo foram classificados pelo laboratório como “extremamente altos”.

**Tabela 5.** Concentração de isótopos radioativos de Urânio (U-235), Tório (Th-232) e Potássio (K-40) nas amostras do perfil estratigráfico CSQ.

#### CONCENTRAÇÃO NORMAL NA NATUREZA

U-238 (ppm)	Th-232 (ppm)	K-40 (%)
2 a 4 ppm	10 ppm	2%

#### CONCENTRAÇÃO DETECTADA NAS AMOSTRAS

Amostras	U-235 (ppm)	Th-232 (ppm)	K-40 (%)
CSQ-100	$12,950 \pm 0,625$	$79,022 \pm 1,781$	$5,744 \pm 0,144$
CSQ-80	$24,612 \pm 1,164$	$179,134 \pm 3,918$	$6,683 \pm 0,161$
CSQ-50	$14,991 \pm 0,716$	$97,301 \pm 2,157$	$4,794 \pm 0,123$

Fonte: Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA (SP). Organizado pela autora.

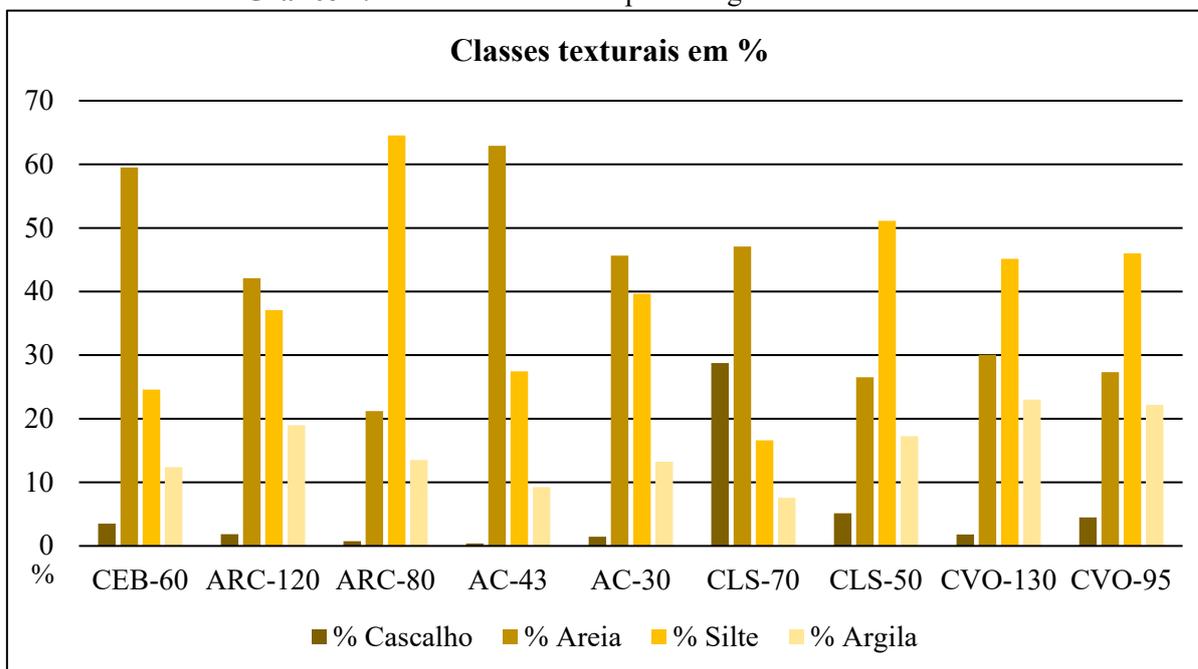
Diante dessa constatação, foram realizados contatos e compartilhamento dos valores de radioatividade com profissionais da área de Geologia, da Universidade Federal do Ceará – UFC, de Engenharia, do Departamento de Energia Nuclear da Universidade Federal de Pernambuco – UFPE, e de Física, das Indústrias Nucleares do Brasil – INB. Através dos profissionais da INB, os valores foram submetidos ao cálculo de “Concentrações de Atividade e Avaliação de Isenção” para averiguar a existência de risco à saúde humana por contaminação e definir planos de controle radiológico (ANEXO I).

Contudo, os resultados dos cálculos demonstraram que as amostras apresentam baixos teores de Urânio (radionuclídeo U-238) e de Tório (radionuclídeo Th-232), de modo que podem ser consideradas isentas de controle de proteção radiológica, podendo ser manuseadas livremente, sem a necessidade de empregar quaisquer equipamentos de controle radiológico (luvas, máscaras, dosímetros etc.), conforme orientação técnica (ANEXO II).

## 6.1 MORFODINÂMICA PRETÉRITA: CORRELAÇÕES ENTRE SEDIMENTOLOGIA, MORFOESTRATIGRAFIA E GEOCRONOLOGIA

A análise granulométrica demonstrou que, de um modo geral, as amostras apresentam heterogeneidade de classes texturais em sua composição, mas com predominância das frações de areia e silte (Gráfico 2). Com relação a presença das outras frações granulométricas, destaca-se a presença expressiva de cascalho na amostra CLS-70, correspondendo a quase 30% da sua composição textural. Fato também observado nas amostras CVO-130 e CVO-95, em que a fração argila constitui pouco mais de 20% da composição granulométrica das camadas.

**Gráfico 2.** Classes texturais em porcentagem de cada amostra



Fonte: organizado pela autora.

Além do gráfico de classes texturais, foram produzidos histogramas e gráficos de curvas cumulativas de cada amostra, a fim de visualizar um panorama geral da composição granulométrica e distribuição das classes texturais em cada camada estratigráfica (Gráfico 3). Diferentemente do gráfico de classes texturais, os histogramas apresentam as classes de seixo,

cascalho e as classes das areias, individualizadas, como areia muito grossa, areia grossa, areia média, areia fina e areia muito fina, permitindo a visualização da sua distribuição e o quantitativo da concentração dessas frações em cada amostras, juntamente com as demais frações granulométricas.

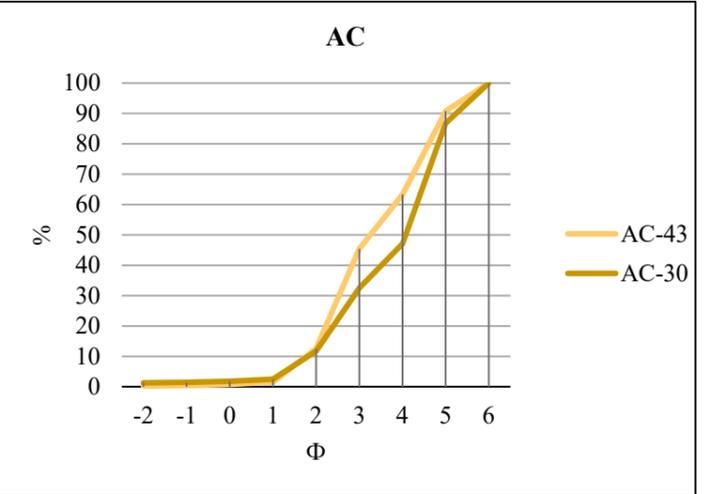
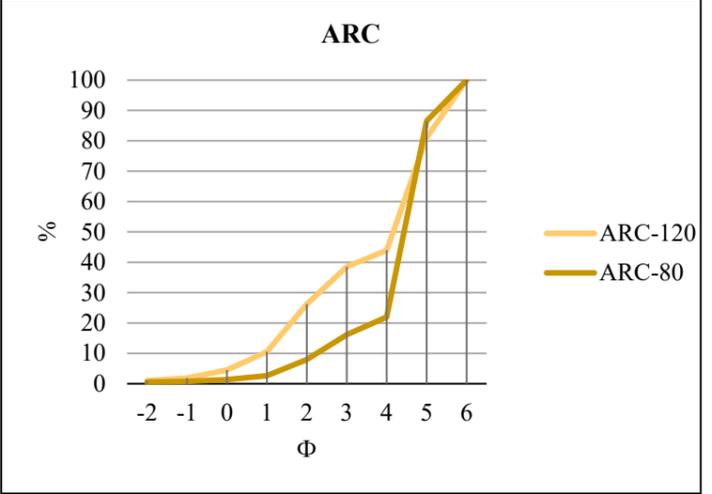
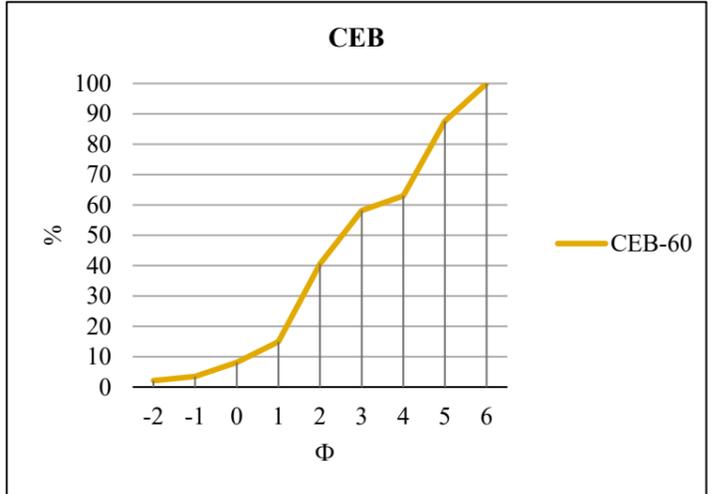
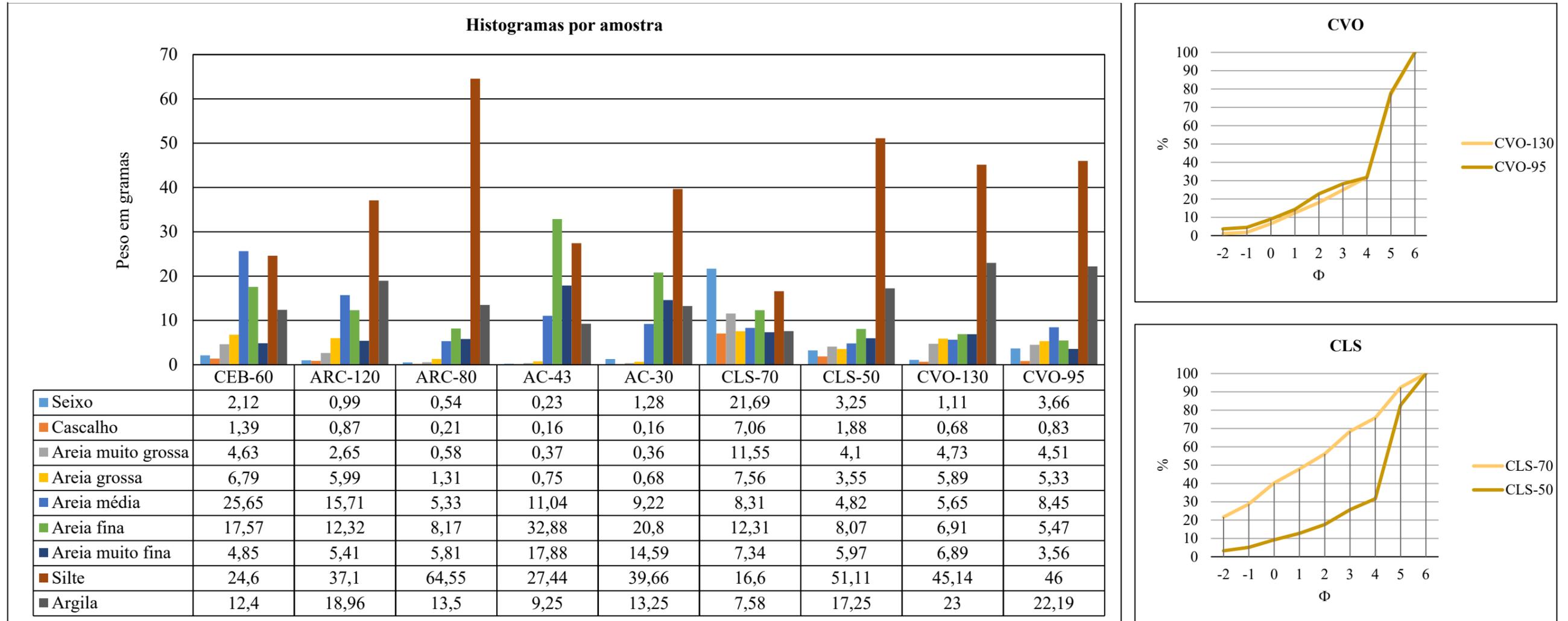
Na amostra CEB-60 as classes granulométricas de maior expressão são areia média ( $2\Phi$ ), areia fina ( $3\Phi$ ) e silte ( $5\Phi$ ), apresentando um aumento progressivo significativo no gráfico de curva cumulativa. Já nas amostras ARC-120 e ARC-80, pertencentes a uma mesma unidade deposicional, a predominância é da fração silte ( $5\Phi$ ) e de argila ( $6\Phi$ ), com maior destaque para ARC-80 com mais 60% de composição síltica, fato evidenciado pelas curvas cumulativas que apresentam um importante aumento progressivo das referidas populações (Gráfico 3).

As amostras do perfil Alúvio Cariutaba, AC-43 e AC-30, apresentam padrões de distribuição granulométrica parecidos, sobretudo na baixa concentração das frações de grânulos e areia grossa e alta concentração das frações de areia fina, muito fina, silte e argila, diferenciando-se apenas nos quantitativos dessas últimas. As curvas cumulativas apontam para a camada AC-43 um progressivo aumento da fração de areia fina ( $3\Phi$ ), enquanto a AC-30 um significativo aumento na fração silte ( $5\Phi$ ) (Gráfico 3).

Do ponto de vista quantitativo, no perfil CLS, os valores das frações que compõem a amostra coletada à 70 cm (CLS-70) são relativamente próximos, apresentando uma diferenciação significativa apenas na fração de seixos (21,69g) e silte (16,6g), as demais populações apresentam-se distribuídas quase igualmente. Na amostra CLS-50, as frações entre seixo e areia muito fina aumentam gradativamente, apresentando um pico nas frações de silte (51,11g) e argila (17,25g). Diferentemente das outras amostras, as curvas cumulativas das amostras CLS-70 e CLS-50 apresentam um padrão cumulativo diferente: na primeira, se dá gradualmente a partir da cota de 20% na fração seixo ( $-2\Phi$ ), sem grandes saltos entre as frações; na segunda, a curva inicia-se próximo a 0% na fração seixo ( $-2\Phi$ ) e apresenta um pico elevado na fração silte ( $5\Phi$ ) (Gráfico 3).

O perfil Colúvio Voçoroca dos Oitis (CVO) é composto por duas camadas que apresentam composição granulométrica similar, em termos quantitativos e qualitativos, sobretudo nas frações de silte, CVO-130 com 45,14g e CVO-95 com 46g, e argila, CVO-130 com 23g e CVO-95 com 22,19g. As curvas cumulativas demonstram essa similaridade, mas também apontam para as diferenciações, mesmo que não muito significativas, entre as frações de seixo ( $-2\Phi$ ) e areia muito fina ( $4\Phi$ ) (Gráfico 3).

Gráfico 3. Histogramas e Curvas Cumulativas por amostra



Fonte: organizado pela autora.

Seguindo a premissa de Amorim (2015), acredita-se que os arranjos estratigráficos e as características dos sedimentos são relíquias de processos pretéritos, fragmentários e disjuntos, que atuaram com intensidades distintas, e que hoje podem fornecer informações importantes sobre a dinâmica e evolução geomorfológica de uma determinada área. Assim, a arquitetura de um sistema deposicional, sua dinâmica e heterogeneidade faciológica, são resultados da variação temporal e espacial dos processos sedimentares responsáveis pelo seu funcionamento (SAWAKUCHI; GIANNINI, 2006).

Para essa finalidade, foram elaborados esboços verticais enfatizando a arquitetura estratigráfica dos perfis (configuração das camadas e sua composição sedimentológica), bem como as características geométricas e texturais dos sedimentos, destacando a presença de marcadores estratigráficos (*stone lines*) e de processos pedogenéticos e biogenéticos atuantes, para, por fim, correlacionar esses elementos com a geocronologia dos sedimentos e com as inferências sobre os processos deposicionais que operaram na formação dos depósitos.

Ao longo da discussão é apresentada a situação das amostras no diagrama textural de Shepard (1954) e no diagrama de atividade hidrodinâmica de Perjup (1988), bem como os resultados estatísticos da análise sedimentológica que estabelecem valores quantitativos para a classificação textural, os graus de seleção, assimetria e curtose de acordo com os parâmetros de Folk e Ward (1957).

O grau de seleção de uma amostra diz respeito ao resultado do processo de transporte e sedimentação sobre o material, podendo variar entre muito bem selecionada à extremamente mal selecionada. Já a assimetria está relacionada à natureza do fluxo transportador, variando entre assimetria positiva, quando a amostra é depositada pela ação de fluxo unidirecional, ou assimetria negativa, quando depositada por intermédio de fluxo bidirecional. A curtose, por sua vez, reflete o grau de concentração de uma determinada fração granulométrica numa amostra, ou seja, quando bem selecionadas são classificadas como leptocúrticas, e quando pobremente selecionadas, classificam-se como platicúrticas.

A caracterização e análise dos perfis estratigráficos segue a ordem geocronológica das idades obtidas nas amostras, da mais recente à mais antiga, compondo uma análise da dinâmica e evolução geomorfológica dos últimos 26.000 anos para a área de estudo.

#### 6.1.1 Perfil estratigráfico Colúvio Entrada da Barra - CEB

O perfil CEB consiste em um depósito de colúvio localizado no alto curso da BHRC, sob as coordenadas 7°11'50.47"S e 39°42'28.81"W. O depósito CEB ocorre em contexto

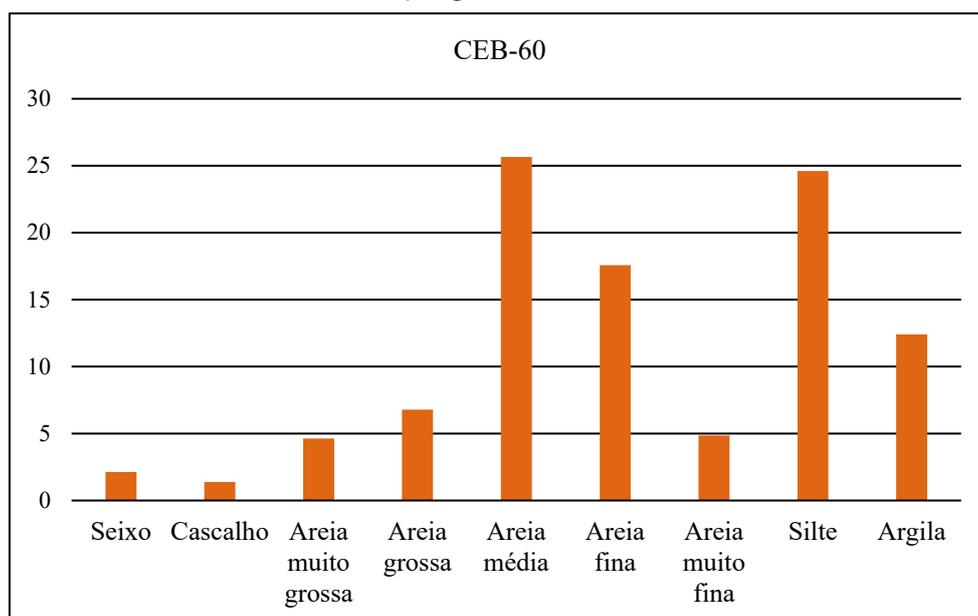
geomorfológico de rampa coluvial de formato convexo-planar, situado no terço inferior da encosta do Planalto do Araripe, cujo ângulo de inclinação se dá em torno 8% a 20%, a uma altitude de 550 m (Figura 41-B).

Com espessura de 100 cm, o depósito é composto por duas unidades estratigráficas, ambas de cor amarronzada, mas com texturas visivelmente distintas que ajudam a demarcar o limite transicional entre as camadas de forma precisa. O perfil encontra-se exposto em um corte de estrada que dá acesso ao Vale do Buriti, no município de Santana do Cariri.

Da base para o topo (Figura 41-A), a unidade estratigráfica I possui espessura de 40 cm e corresponde a uma cascalheira matriz suportada composta por sedimentos de tamanhos variados, com predominância de frações grosseiras, como matacões, seixos e cascalhos angulosos, bastante compactados. Embora seja uma unidade interessante para a reconstituição do processo deposicional que deu origem ao colúvio, em virtude da granulometria grosseira não foram realizadas coletas para datação e sedimentologia.

Sobreposta à primeira, tem-se a unidade II com uma espessura de 60 cm (CEB-60), de onde foram coletadas amostras para datação e sedimentologia. Tomando a espessura total do perfil (100 cm), as amostras foram retiradas na altura de 60 cm, da base para o topo. De modo preliminar, os resultados da sedimentologia apontaram que a amostra é composta majoritariamente pelas frações de areia média e silte (Gráfico 4) e a idade obtida é de  $510 \pm 35$  anos AP.

**Gráfico 4.** Distribuição granulométrica da amostra CEB-60



Fonte: organizado pela autora.

De fácies predominantemente areno-siltosa (Figura 41-C), a amostra CEB-60 conta com a presença de grânulos de dimensões variadas dispersos ao longo da matriz e com sinais aparentes de bioturbação decorrentes da presença de raízes e da circulação da microfauna e mesofauna. De acordo com os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957), a amostra foi classificada como Silte grosso (Tabela 6), que vai de encontro a classificação de areia siltica dada pelo diagrama de classes texturais de Shepard (1954) (Figura 41-C).

**Tabela 6.** Classificação textural para o perfil CEB de acordo com Folk e Ward (1957)

**PERFIL CEB**

<b>Amostra</b>	<b>Média</b>	<b>Mediana</b>	<b>Classificação</b>
CEB-60	4,048	2,768	Silte grosso

Fonte: organizado pela autora.

O diagrama de Pejrup (Figura 41-D) indica que as condições hidrodinâmicas atuantes no momento da deposição eram altas, típicas de fluxos de alta energia. Assim, considerando a textura e o contexto geomorfológico, pressupõe-se que a amostra CEB-60 foi formado por uma intensa corrida de lama, em termos de velocidade e energia, soterrando o depósito de tálus pré-existente, provavelmente originado por um fluxo de detritos que remobilizou o material destacado anteriormente por movimentos de massa do tipo queda de blocos, típicos da área.

A amostra é predominantemente constituída por variações de quartzo, por vezes com revestimento ferruginoso e apresenta heterogeneidade quanto às formas apresentadas, com grãos variando das classes sub angular (45%) à sub arredondado (3%). Quanto a esfericidade, 71% dos grãos se assemelham a forma de uma esfera, porém com ângulos aparentes. Os grãos polidos e opacos apresentam o maior quantitativo, mas merecem destaque também as classes fosca e transparente (Quadro 6).

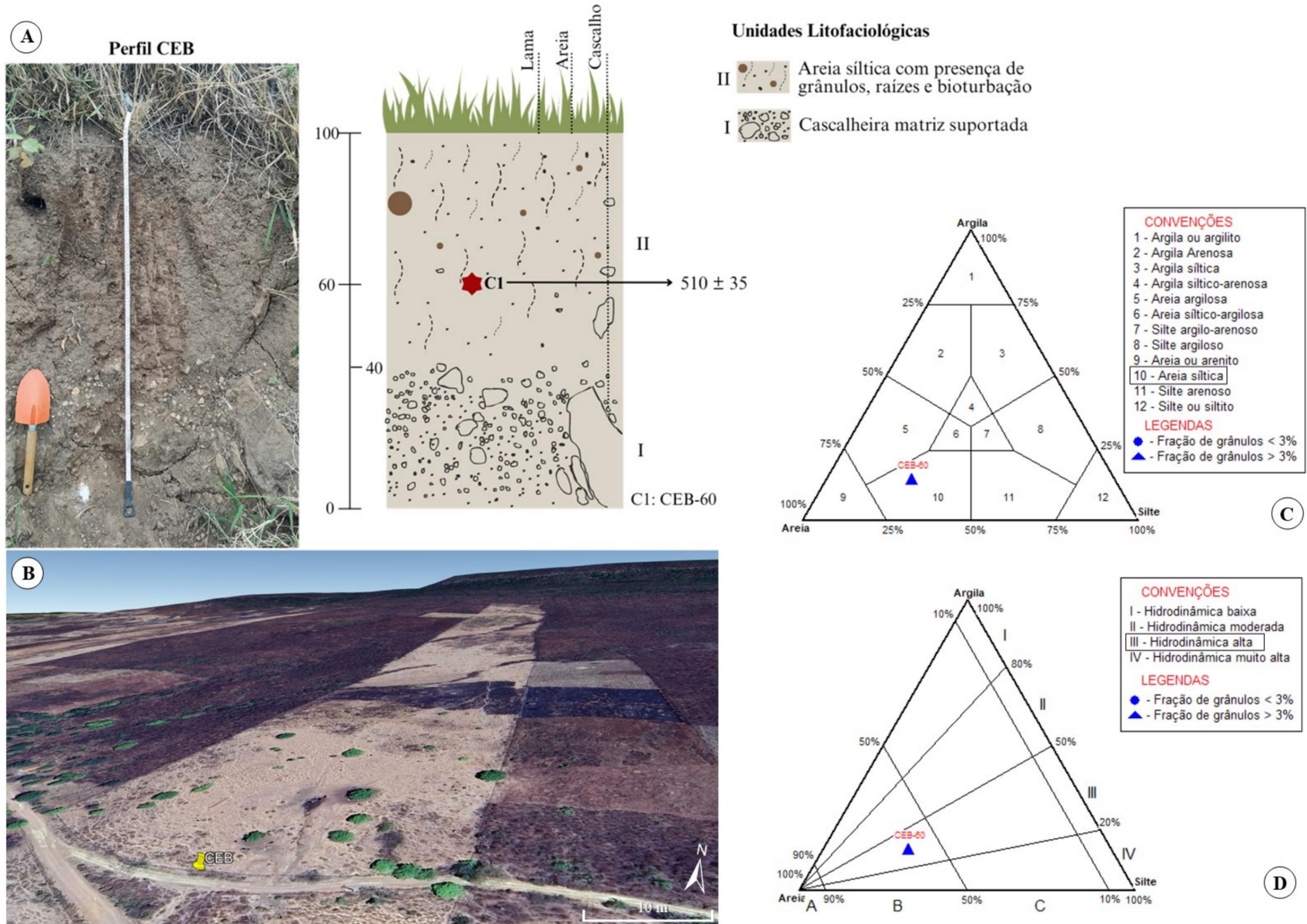
Tais propriedades indicam a baixa eficiência do fluxo transportador no retrabalhamento dos sedimentos e a proximidade da área fonte (Ver figura 41-B).

**Quadro 6.** Morfometria e morfoscopia do perfil CEB

	<b>Esfericidade</b>	<b>Arredondamento</b>	<b>Textura</b>	<b>Opacidade</b>	<b>Minerais</b>
<b>CEB-60</b>	71% esférico	45% sub angular	49% polida	43% opaco	Quartzo Óxido de Ferro
	20% sub prismoidal	32% angular	32% fosca	37% transparente	
	8% sub discoidal	20% muito angular	19% brilhante	20% translúcido	
	1% discoidal	3% sub arredondado			

Fonte: organizado pela autora.

Figura 41. Morfoestratigrafia do Perfil CEB, com destaque para: A- Estratigrafia do perfil; B- Geomorfologia do ambiente deposicional; C- Diagrama de Shepard (1954); D- Diagrama de Pejrup (1988).



Fonte: organizado pela autora.

Os resultados do tratamento estatístico mostram que os sedimentos que compõem a CEB-60 são muito pobremente selecionados, de assimetria positiva e curtose muito platicúrtica (Tabela 7), fatos que ratificam a hipótese traçada anteriormente sobre a natureza do processo deposicional.

**Tabela 7.** Classificação quanto ao grau de seleção, assimetria e curtose do perfil CEB  
**PERFIL CEB**

AMOSTRA	SELEÇÃO		ASSIMETRIA		CURTOSE	
	Valor	Classificação	Valor	Classificação	Valor	Classificação
CEB-60	2,937	Muito pobremente selecionado	0,4553	Muito positiva	0,6323	Muito platicúrtica

Fonte: organizado pela autora.

A classificação da amostra CEB-60 como “muito pobremente selecionada” e de curtose “muito platicúrtica” revela um colúvio polimodal, ou seja, que apresenta heterogeneidade de classes modais (seixo, cascalho, areia, silte e argila). Essa má seleção contribuiu para um grau de assimetria muito positiva, indicando que os sedimentos foram transportados e depositados pela ação de um fluxo unidirecional.

Fluxos dessa natureza geralmente são torrentes rápidas que envolvem alta velocidade e, portanto, alta energia cinética capaz de mobilizar partículas de diferentes granulometrias ao longo das vertentes e que, pela influência da declividade, tendem a diminuir a velocidade na transição entre encosta-canal ou encosta-pedimento, perdendo energia e depositando o material no sopé das encostas.

O estudo sedimentológico do depósito também forneceu respostas sobre o nível de amadurecimento geoquímico e de atividade pedogenética. A amostra em questão é constituída majoritariamente por partículas finas, que demonstram um alto grau de intemperismo biogeoquímico. Quanto ao depósito de tálus subjacente, acredita-se que após a acomodação da massa coluvionar, esse ficou exposto aos processos superficiais de fluxo laminar, comuns em ambientes semiáridos, que atuaram na remoção dos finos e concentração de frações mais grosseiras.

No semiárido brasileiro a morfodinâmica é regida pela ação do escoamento superficial difuso não canalizado, que ocorre de forma rápida e intensa em decorrência de eventos pluviais concentrados, de alta magnitude e baixa recorrência, que, na maioria das vezes, encontram um solo destituído de cobertura vegetal capaz de interceptar as chuvas.

A idade da amostra CEB-60 é geologicamente recente, cerca de  $510 \pm 35$  anos AP, tal como as idades obtidas por Guerra (2019) em um Gleissolo melânico de origem colúvio-aluvial, cujas idades são de  $850 \pm 120$  anos AP (base) e  $< 200$  anos AP (topo), em um setor úmido da encosta do Planalto do Araripe, indicando um processo de sedimentação recente, seguido de intensa atividade pedogenética condicionada pela umidade proveniente das nascentes.

Do ponto de vista paleoclimática, as idades obtidas nesta tese e por Guerra (2019) estão inseridas no contexto paleoclimático global da Pequena Idade do Gelo (PIG). Evento caracterizado pela queda das temperaturas no Hemisfério Norte, promovendo invernos rigorosos e expansão das calotas de gelo. No Hemisfério Sul, sobretudo no semiárido brasileiro, ocorreram condições de semiaridez severa, mas com pulsos climáticos ora de chuvas intensas, ora de secas acentuadas, associadas aos ciclos do fenômeno ENOS/Oscilação Sul, nas fases La Niña e El Niño, respectivamente. Aventa-se, que o colúvio CEB-60 seja oriundo de um fluxo de lama impulsionado por eventos pluviométricos torrenciais.

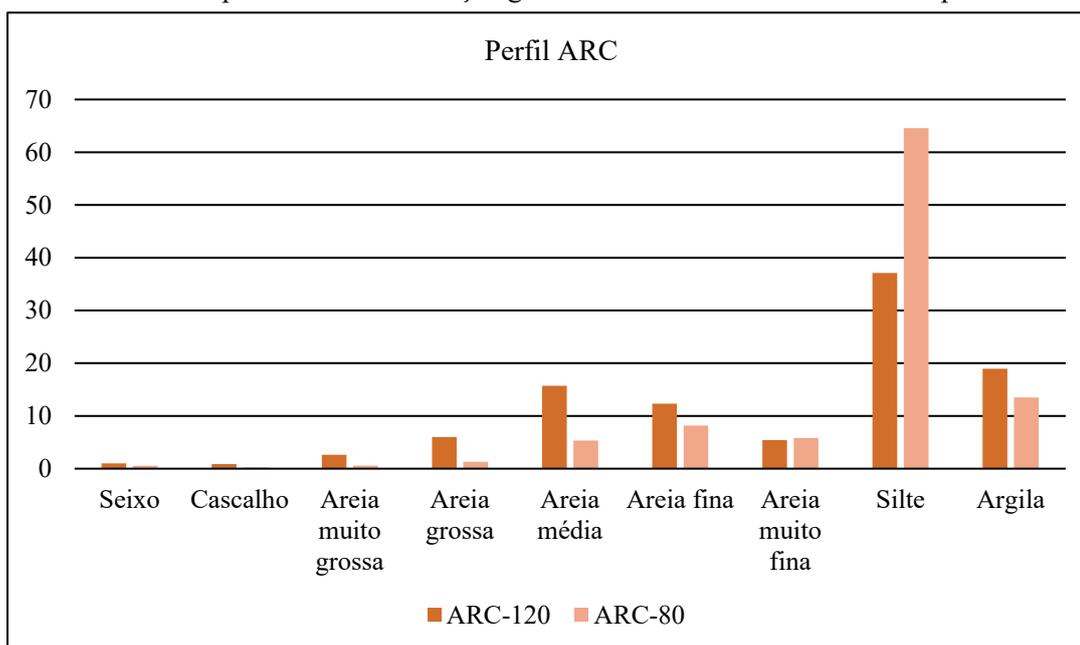
#### 6.1.2 Perfil estratigráfico Alúvio Rio Cariús - ARC

O perfil estratigráfico ARC consiste em um depósito de origem alúvio-coluvial exposto na margem esquerda do canal principal do rio Cariús, sob as coordenadas  $7^{\circ} 5'4.63''S$  e  $39^{\circ}41'50.97''W$ , no município de Nova Olinda.

O depósito encontra-se em contexto geomorfológico de planície fluvial, em uma altitude de 439 m (Figura 42-B). Com espessura de 150 cm, sua arquitetura é composta por duas unidades estratigráficas que exibem cores amarronzadas, cujos limites transicionais são definidos pela ocorrência de uma *stone line* discreta, que funciona como um marcador estratigráfico de processos morfogenéticos e contextos paleoclimáticos particulares (Figura 42-A). Nesse perfil foram feitas coletas para datação e sedimentologia nas unidades I, à 80 cm, e III, à 120 cm, que são as amostras ARC-80 e ARC-120, respectivamente.

Ambas apresentam estrutura em blocos em decorrência da concentração de argilominerais expansivos, comuns nos Vertissolos que ocorrem no entorno da planície aluvial, e predominam nos municípios de Santana do Cariri e Nova Olinda. Por intermédio dos fluxos que atuam lavando os solos em superfície e subsuperficialmente, as argilas migram em direção aos níveis de base e se acumulam nos ambientes deposicionais (Figura 42-A).

De textura fina, as amostras do depósito alúvio-coluvial em apreço são majoritariamente compostas por silte, com destaque para a amostra ARC-80 (unidade I) com quase 65% de silte em sua composição (Gráfico 5).

**Gráfico 5.** Comparativo da distribuição granulométrica entre as amostras do perfil ARC

Fonte: organizado pela autora.

Por essa razão, a ARC-80 foi classificada como Silte fino (Tabela 8), de acordo com os parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1954), e sendo constituída por fácies síltica-arenosa (Figura 43-C), de acordo com o diagrama de classes texturais de Shepard (1954). Enquanto que a amostra ARC-120 (unidade III) possui fácies areno-siltosa e foi classificada com Silte médio, de acordo com a classificação textural de Folk e Ward (1957) (Tabela 8). Apesar disso, a referida amostra apresenta em sua estrutura uma presença maior de raízes, sobretudo entre os blocos formados pela retração das argilas, que funcionam também como canais para circulação da microfauna e mesofauna.

**Tabela 8.** Classificação textural para o perfil ARC de acordo com Folk e Ward (1957)**PERFIL ARC**

Amostra	Média	Mediana	Classificação
ARC-120	5,665	7,163	Silte médio
ARC-80	6,129	7,435	Silte fino

Fonte: organizado pela autora.

Ambas as amostras são constituídas por minerais como feldspato, calcita, hornblenda e quartzo, que muitas vezes apresenta revestimento de óxido de ferro. Os resultados da análise morfométrica e morfoscópica apontaram heterogeneidade de formatos, texturas e opacidade dos grãos constituintes das amostras.

Quanto às propriedades morfométricas, ambas apresentaram mais de 50% de grãos esféricos e cerca de 30% de grãos sub prismoidais, predominantemente sub angulares, angulares e muito angulares, representando um percentual de 79% na amostra ARC-120 e 64% na ARC-80. As classes sub arredondado se manifestaram em ambas, com percentual de 18% na ARC-120 e 11% na ARC-80, que também apresentou 2% de grãos arredondados (Quadro 7).

A análise das propriedades morfoscópicas revelou que os grãos polidos constituem o maior quantitativo nas amostras, com 61% na ARC-120 e 55% na ARC-80. Foi contatado também a presença de minerais foscos e brilhantes quase que na mesma proporção em ambas. Quanto a opacidade, a ARC-120 é majoritariamente composta por grãos transparentes (63%), enquanto a ARC-80 apresentou apenas 25% dessa classe, sendo predominantemente composto por grãos translúcidos (52%) (Quadro 7).

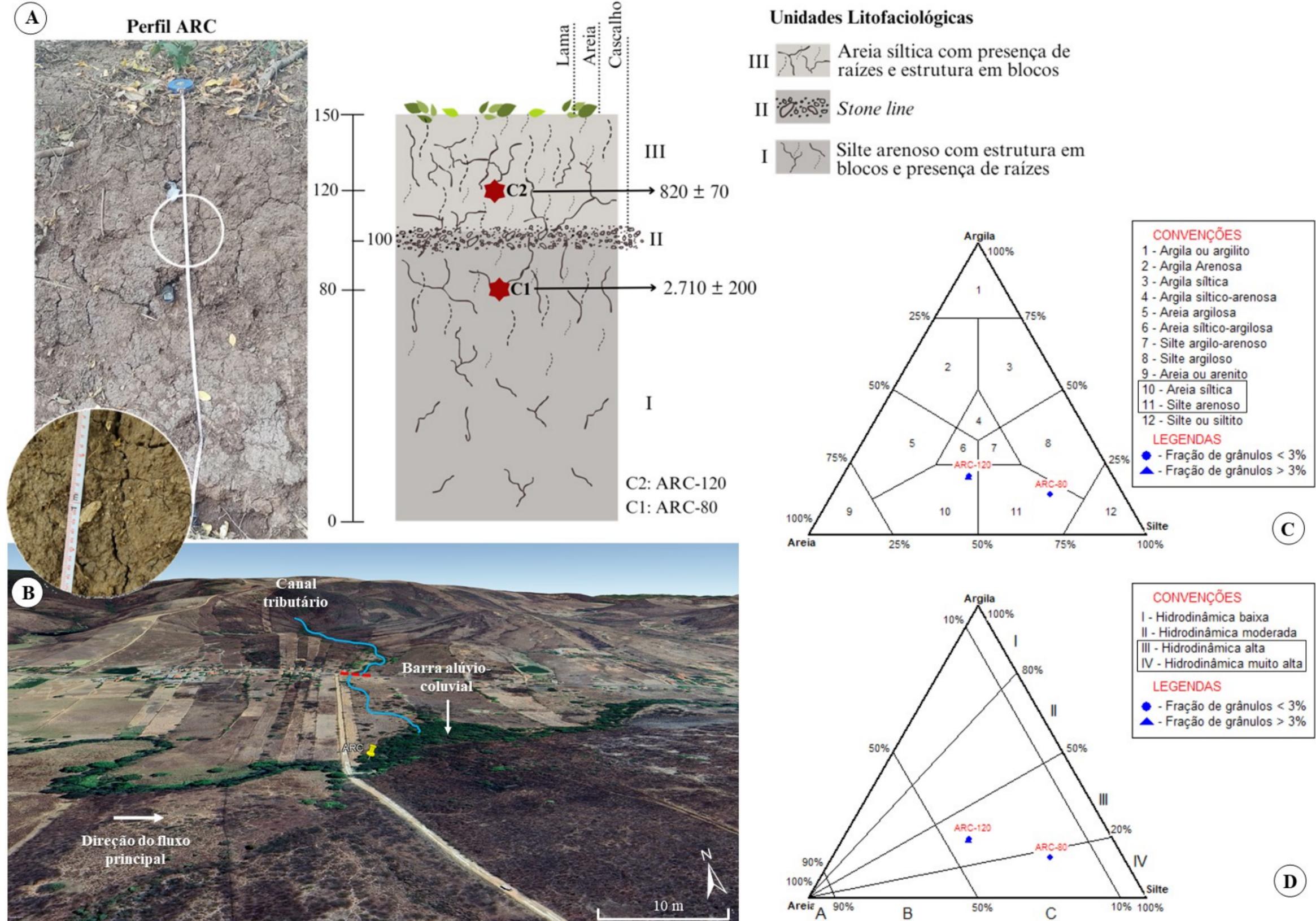
**Quadro 7.** Morfometria e morfoscopia do perfil ARC

	<b>Esfericidade</b>	<b>Arredondamento</b>	<b>Textura</b>	<b>Opacidade</b>	<b>Minerais</b>
<b>ARC-120</b>	55% esférico 31% sub prismoidal 9% discoidal 3% prismoidal 2% sub discoidal	50% sub angular 21% angular 18% sub arredondado 12% muito angular	61% polida 20% fosca 19% brilhante	63% transparente 23% translúcido 14% opaco	Quartzo Óxido de Ferro Feldspato Calcita
<b>ARC-80</b>	60% esférico 30% sub prismoidal 4% discoidal 3% prismoidal 3% sub discoidal	45% sub angular 29% angular 13% muito angular 11% sub arredondado 2% arredondado	55% polida 25% brilhante 20% fosca	52% translúcido 25% transparente 23% opaco	Quartzo Óxido de Ferro Feldspato Hornblenda

Fonte: organizado pela autora.

Em comparação a amostra coluvial CEB-60, as amostras alúvio-coluviais do perfil ARC apresentaram uma maior porcentagem de grãos sub arredondados e arredondados, denotando a atuação do trabalho fluvial no desgaste dos ângulos e arestas dos grãos, deixando-os menos angulares. Entretanto, o alto grau de angulosidade predominante indica a proximidade da área fonte e a baixa eficiência do fluxo transportador no retrabalhamento dos ângulos e arestas dos sedimentos (Figura 42-B).

Figura 42. Morfoestratigrafia do perfil ARC, com destaque para: A- Estratigrafia do perfil; B- Geomorfologia do ambiente deposicional; C- Diagrama de Shepard (1954); D- Diagrama de Pejrup (1988).



Fonte: organizado pela autora.

De caráter polimodal, ambas as amostras foram classificadas como muito pobremente selecionadas e de assimetria muito negativa, ou seja, os processos de deposição se deram sob influência de fluxos bidirecionais com intensidades distintas (Tabela 9) e de atividade hidrodinâmica alta (ARC-120) e muito alta (ARC-180) (Figura 42-D). No entanto, a curtose extremamente leptocúrtica na amostra ARC-80 aponta para sedimentos bem selecionados, o que não condiz com a classificação sobre o grau de seleção.

**Tabela 9.** Classificação quanto ao grau de seleção, assimetria e curtose do perfil ARC  
**PERFIL ARC**

AMOSTRAS	SELEÇÃO		ASSIMETRIA		CURTOSE	
	Valor	Classificação	Valor	Classificação	Valor	Classificação
ARC-120	2,862	Muito pobremente selecionado	-0,6549	Muito negativa	0,5716	Muito platicúrtica
ARC-80	2,289	Muito pobremente selecionado	-0,721	Muito negativa	3,655	Extremamente leptocúrtica

Fonte: organizado pela autora.

Acontece que, a representação da curtose se dá por uma curva em formato de sino, que pode ser achatada, normal ou alongada. No caso da amostra ARC-80, acredita-se que esse resultado tenha se dado em virtude da concentração elevada na fração silte, induzindo à falha do modelo estatístico que, ao classificar a amostra como “Extremamente leptocúrtica”, conduz ao entendimento de uma amostra de conteúdo homogêneo. Já as curvas platicúrticas possuem um achatamento indicativo de espriamento mais ou menos uniforme de sedimentos finos e grossos, como é o caso da amostra ARC-120, que apresenta curtose muito platicúrtica.

O grau de assimetria muito negativa para as duas amostras indica a ação de mais de um fluxo em momentos e intensidades distintas. Nesse sentido, acredita-se que o processo de deposição tenha se dado em uma zona de confluência entre o canal principal do rio Cariús e um canal afluente de caráter efêmero, localizado na margem esquerda (Figura 42-B), responsável por conectar, através do fluxo de águas e sedimentos, a encosta do maciço Serra do Quincuncá à planície do rio Cariús.

No presente, com as mudanças no uso e cobertura da terra, essa conectividade encontra-se prejudicada por uma rodovia que intercepta transversalmente o canal efêmero e atua como um ponto de desconectividade, interrompendo a passagem de águas e sedimentos da encosta em direção à planície e represando-os à montante (tracejado vermelho na Figura 42-B).

Presume-se que no passado esse fluxo foi mais intenso e concentrado nas encostas com capacidade de remobilizar o material coluvial, espaiá-lo e misturá-lo aos sedimentos aluviais da planície.

As evidências presentes nos sedimentos do perfil ARC permitem aventar a existência de dois cenários paleoclimáticos e morfodinâmicos distintos.

O primeiro cenário é dado pela amostra ARC-80, depositada há  $2.710 \pm 200$  anos AP. Esse contexto temporal corresponde com a ocorrência de eventos torrenciais de alta magnitude e baixa recorrência associados aos pulsos climáticos de elevada precipitação dos ciclos do Paleo-ENOS, que vigoraram durante o período de 4.700 a 1.700 anos AP, no Holoceno Superior (AMORIM, 2017; MELO, 2019). De composição alúvio-coluvial, essa camada foi depositada em zona de convergência de fluxos de lama de alta energia vindos canal principal e das encostas circundantes, impulsionados pelas torrenciais associadas ao Paleo ENOS/Oscilação Sul em um contexto paleoclimático de fim do Ótimo Climático do Holoceno e consolidação da semiaridez no Nordeste Brasileiro.

O segundo cenário é dado pela *stone line* que intercala as duas unidades deposicionais datadas. A existência dessa litofácies aponta para um período de acentuação das condições de *secura*, que favoreceu a erosão laminar e a concentração de frações mais grossas. A ausência de esfericidade e arredondamento dos seixos e cascalhos que compõem a *stone line* demonstram que a remobilização desse material não se deu por transporte fluvial ou que não foi transportado por longas distâncias, indicando que a área fonte está próxima.

Quanto ao significado paleoambiental, a linha de seixos pode estar relacionada ao início de uma fase climática mais seca, em que os processos de erosão laminar acentuaram a lavagem das superfícies, com conseqüente retirada dos grãos mais finos. A amostra ARC-120 sobreposta à *stone line* apresenta idade de  $820 \pm 70$  anos A.P., correspondente ao período inicial do contexto paleoclimático da Pequena Idade do Gelo, sucedida em dois momentos: o primeiro, entre 1290 e 1400, e o segundo, entre 1645 e 1715, intercalados por uma fase um pouco mais quente nos anos 1500 (CARNEIRO; FREITAS; GONÇALVES, 2020).

Assim, aventa-se que a *stone line* é um importante registro que documenta o início dos efeitos de semiaridez severa impostas pela PIG, cuja ocorrência se deu entre os anos de 1300 à 1850 D.C., aproximadamente, atingindo diretamente o norte global. Reitera-se que o depósito CEB-60 e as amostras datadas por Guerra (2019) estão situadas nesse mesmo contexto geocronológico e paleoclimático.

### 6.1.3 Perfil estratigráfico Alúvio Cariutaba - AC

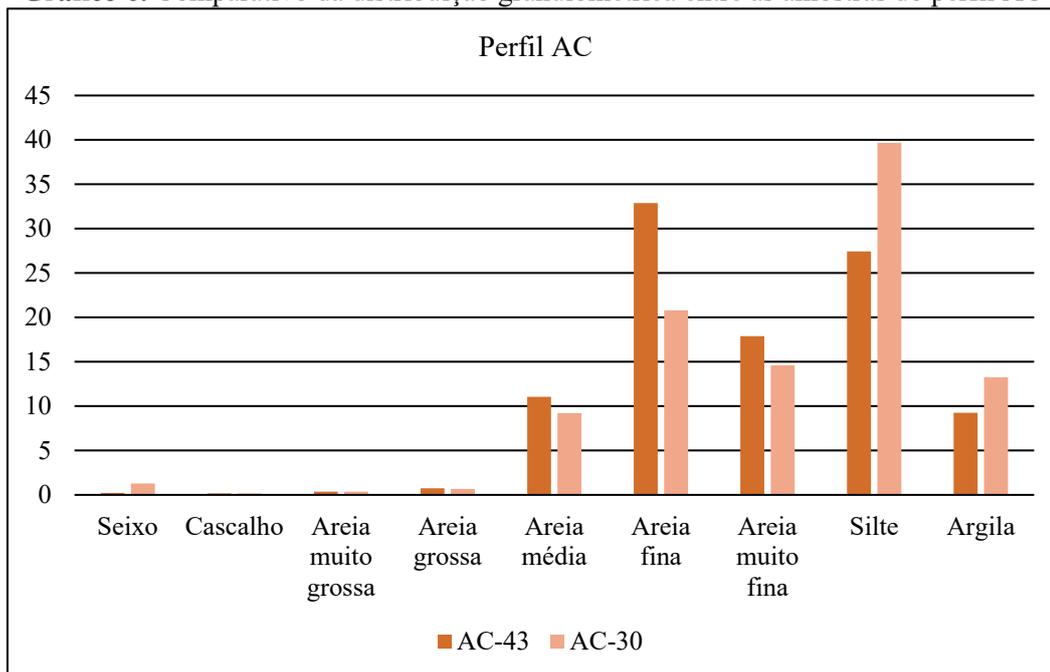
Sob as coordenadas 6°49'34.41"S e 39°31'33.19"W, o perfil estratigráfico AC situa-se em um contexto de baixa declividade na planície aluvial da margem direita do rio Cariús (Figura 43-B), em seu médio curso, à 293 m de altitude. O perfil foi exposto por meio da escavação de uma trincheira em uma área de propriedade privada, com a ajuda dos moradores locais do distrito de Cariutaba, município de Farias Brito, viabilizando as coletas, medições e análises da estratigrafia.

Trata-se um depósito alúvio-coluvial com espessura total de 70 cm, de estrutura maciça e ausência de estratificação textural aparente, especialmente nas primeiras camadas, apresentando apenas uma leve diferenciação de tons amarronzados entre a camada superior, mais escura, e a inferior, mais clara. Abaixo do material coluvial mais fino, encontra-se uma cascalheira basal com presença de seixos arredondados imediatamente acima do embasamento rochoso, a ponto de confundir-se com a alterita (Figura 43-A).

Pelas características elencadas, a decisão de coletar em dois níveis seguiu a demarcação dada pela distinção de cores e pela indicação metodológica de desprezar os primeiros 30 cm do perfil, para evitar o risco de contaminação e perda do sinal de luminescência. Assim, as coletas para datação e sedimentologia foram realizadas, da base para o topo, nas profundidades de 30 cm, compondo a unidade estratigráfica II, denominada de AC-30, e 43 cm, compondo a unidade III, denominada de AC-43.

Em campo, presumiu-se que a disparidade entre camadas coletadas se dava somente pelo acréscimo de matéria orgânica na camada superior (Unidade III). No entanto, a partir da análise sedimentológica, foi possível constatar também a diferenciação na composição litofaciológica e na natureza do processo deposicional. A geocronologia somada à sedimentologia elucidou que, embora com idades muito próximas, tratam-se de camadas individualizadas originadas por eventos de deposição sucedidos em períodos diferentes.

As amostras foram classificadas como areno-siltosas (Figura 43-C), tendo a AC-30 apresentado proximidade com a classificação de silte arenoso devido a concentração mais ou menos uniforme das populações de areia (45%) e silte (39%) na amostra. Opostamente, a AC-43 apresenta alta concentração da fração areia, considerando a soma total de todas as subpopulações, compondo cerca de 62% do conteúdo da amostra, e apenas 27% de silte (Gráfico 6).

**Gráfico 6.** Comparativo da distribuição granulométrica entre as amostras do perfil AC

Fonte: organizado pela autora.

Por tais razões, a classificação textural para a AC-30 foi de silte médio e para a AC-43 foi de silte grosso (Tabela 10). Tal atribuição reflete o grau de amadurecimento do pacote, já que é majoritariamente formado pelas frações granulométricas mais finas, que indica grau de intemperismo químico elevado, mas também é reflexo da baixa energia do agente depositante.

**Tabela 10.** Classificação textural para o perfil AC, de acordo com Folk e Ward (1957)  
**PERFIL AC**

Amostra	Média	Mediana	Classificação
AC-43	4,645	3,628	Silte grosso
AC-30	5,869	7,073	Silte médio

Fonte: organizado pela autora.

As amostras possuem composição mineralógica variada: na AC-43 foram encontrados minerais de quartzo, em alguns casos impregnados por óxido de ferro, biotita e hornblenda, já na amostra AC-30, constatou-se a presença de hematita e feldspato, além de quartzo e óxidos de ferro. Os resultados da análise morfométrica e morfoscópica apontaram a heterogeneidade de formatos, texturas e opacidade dos grãos constituintes das amostras.

No que tange às propriedades morfométricas, ambas apresentaram maior composição de grãos esféricos, com destaque para a amostra AC-43 com 68%. A amostra AC-30 apresentou um percentual de cerca de 30% de grãos sub prismoidais. Quanto ao grau de arredondamento,

cerca de 78% dos grãos da AC-43 apresentam propriedades sub angulares, angulares e muito angulares, o que na amostra AC-30 representa um percentual de 74%. As classes sub arredondado e arredondado se manifestaram em ambas, com percentual de 22% na AC-43 e 26% na AC-30 (Quadro 8).

A análise das propriedades morfoscópias revelou que os grãos polidos constituem a maior parte do conteúdo da amostra AC-43 (52%), enquanto que na AC-30 os grãos brilhantes predominam com a mesma porcentagem. Foi constatado também a presença de minerais foscos e brilhantes quase que na mesma proporção em ambas. Quanto a opacidade, a AC-30 é majoritariamente composta por grãos transparentes (62%), enquanto a AC-43 apresentou apenas 29% dessa classe, sendo predominantemente composto por grãos translúcidos, que representam um total de 56% (Quadro 8).

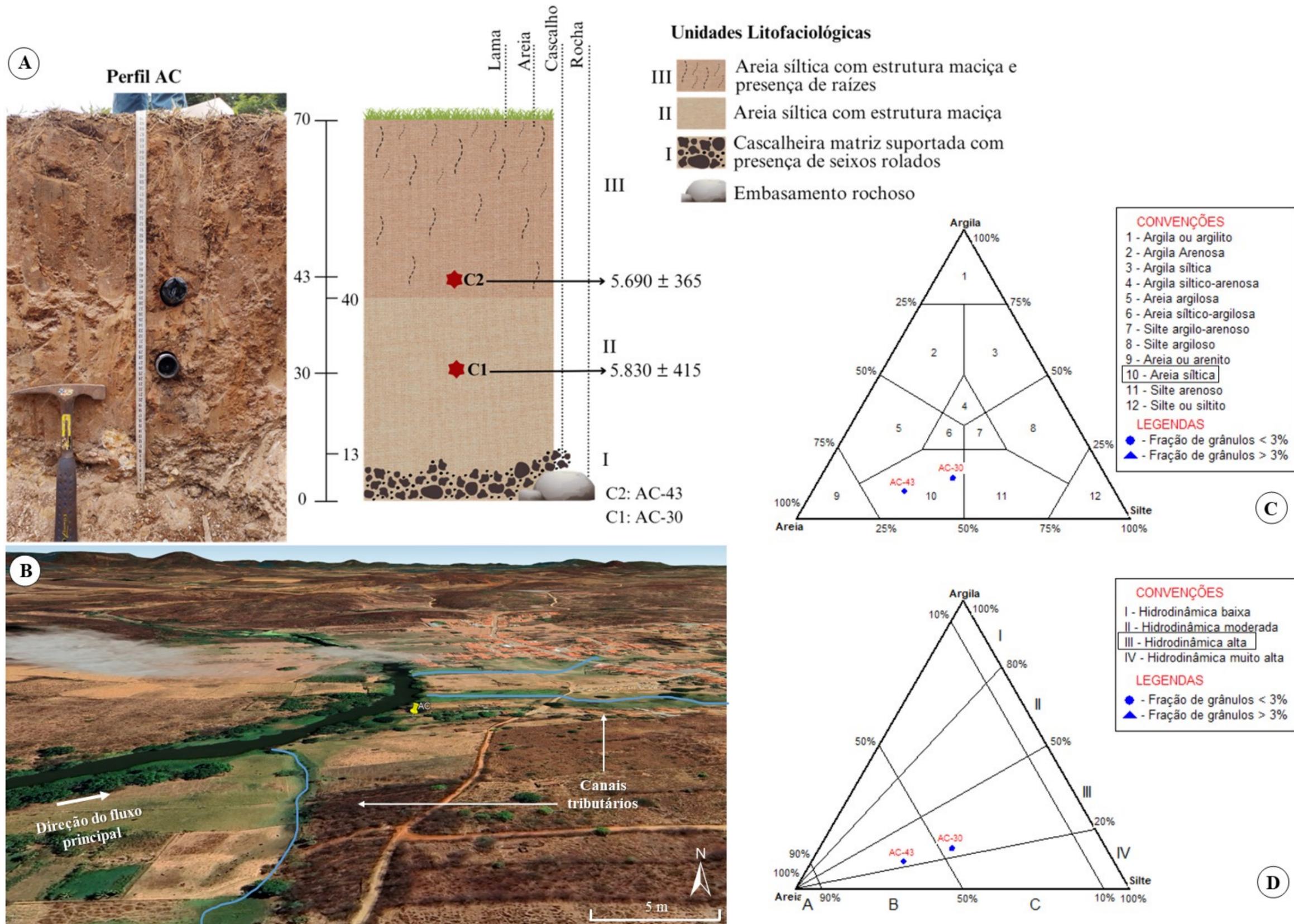
**Quadro 8.** Morfometria e morfoscopia do perfil AC

	<b>Esfericidade</b>	<b>Arredondamento</b>	<b>Textura</b>	<b>Opacidade</b>	<b>Mineralogia</b>
<b>AC-43</b>	68% Esférico 18% Sub Prismoidal 7% Sub Discoidal 6% Discoidal 1% Prismoidal	33% Sub Angular 27% Angular 19% Sub arredondado 18% Muito Angular 3% Arredondado	52% Polida 26% Brilhante 22% Fosca	56% Translúcido 29% Transparente 15% Opaco	Quartzo Óxido de Ferro Biotita Hornblenda
<b>AC-30</b>	56% Esférico 30% Sub Prismoidal 9% Sub Discoidal 5% Discoidal	29% Angular 29% Sub Angular 16% Muito Angular 21% Sub Arredondado 5% Arredondado	52% Brilhante 24% Polida 24% Fosca	62% Transparente 22% Translúcido 16% Opaco	Quartzo Óxido de Ferro Hematita Feldspato

Fonte: organizado pela autora.

Em comparação com as amostras alúvio-colúviais do perfil ARC, as amostras do perfil AC apresentaram uma maior porcentagem de grãos sub arredondados e arredondados, denotando a atuação do trabalho fluvial no desgaste dos ângulos e arestas dos grãos. É possível também afirmar que esses grãos foram transportados por distâncias relativamente maiores, haja vista que se trata do setor de médio curso da bacia. Contudo, a angulosidade predominante indica a baixa eficiência do fluxo transportador no retrabalhamento dos sedimentos e a proximidade da área fonte, em razão também da sua composição colúvial (Figura 43-B).

Figura 43. Morfoestratigrafia do perfil AC, com destaque para: A- Estratigrafia do perfil; B- Geomorfologia do ambiente deposicional; C- Diagrama de Shepard (1954); D- Diagrama de Pejrup (1988).



Fonte: organizado pela autora.

A heterogeneidade do conteúdo sedimentológico das duas amostras lhes atribuiu a classificação de muito pobremente selecionadas e de curtose muito platicúrtica, em razão da distribuição polimodal mais ou menos uniforme de sedimentos finos e grossos. Segundo Amorim (2017) esse é também um indicativo de que as áreas fontes do sedimento estão próximas ao depósito (Tabela 11).

**Tabela 11.** Classificação quanto ao grau de seleção, assimetria e curtose do perfil AC  
**PERFIL AC**

AMOSTRAS	SELEÇÃO		ASSIMETRIA		CURTOSE	
	Valor	Classificação	Valor	Classificação	Valor	Classificação
AC-43	2,331	Muito pobremente selecionado	0,5037	Muito positiva	0,5885	Muito platicúrtica
AC-30	2,39	Muito pobremente selecionado	-0,6173	Muito negativa	0,5862	Muito platicúrtica

Fonte: organizado pela autora.

Quanto aos eventos deposicionais responsáveis pela formação e organização interna do depósito, ambas as camadas foram envolvidas em atividades de alta hidrodinâmica durante o processo de deposição, como demonstrado pelo diagrama de Pejrup (Figura 43-D). Sobre a natureza do fluxo depositante, o grau de assimetria muito negativo para a amostra AC-30 indica a ação de um fluxo unidirecional, possivelmente do próprio canal principal do rio Cariús.

Entretanto, a amostra AC-43 exibiu assimetria muito positiva, indicando que houve a atuação dois ou mais fluxos vindos de direções opostas durante a deposição. De fato, o depósito está localizado em uma zona de confluência entre três canais tributários efêmeros, situados na margem direita, que correm paralelamente em direção ao rio Cariús (Figura 43-B). Assim, aventa-se que esses fluxos, embora hoje com alguns elementos de desconexão (estradas, casas, pontes etc.), foram os responsáveis pela formação da camada superficial AC-43.

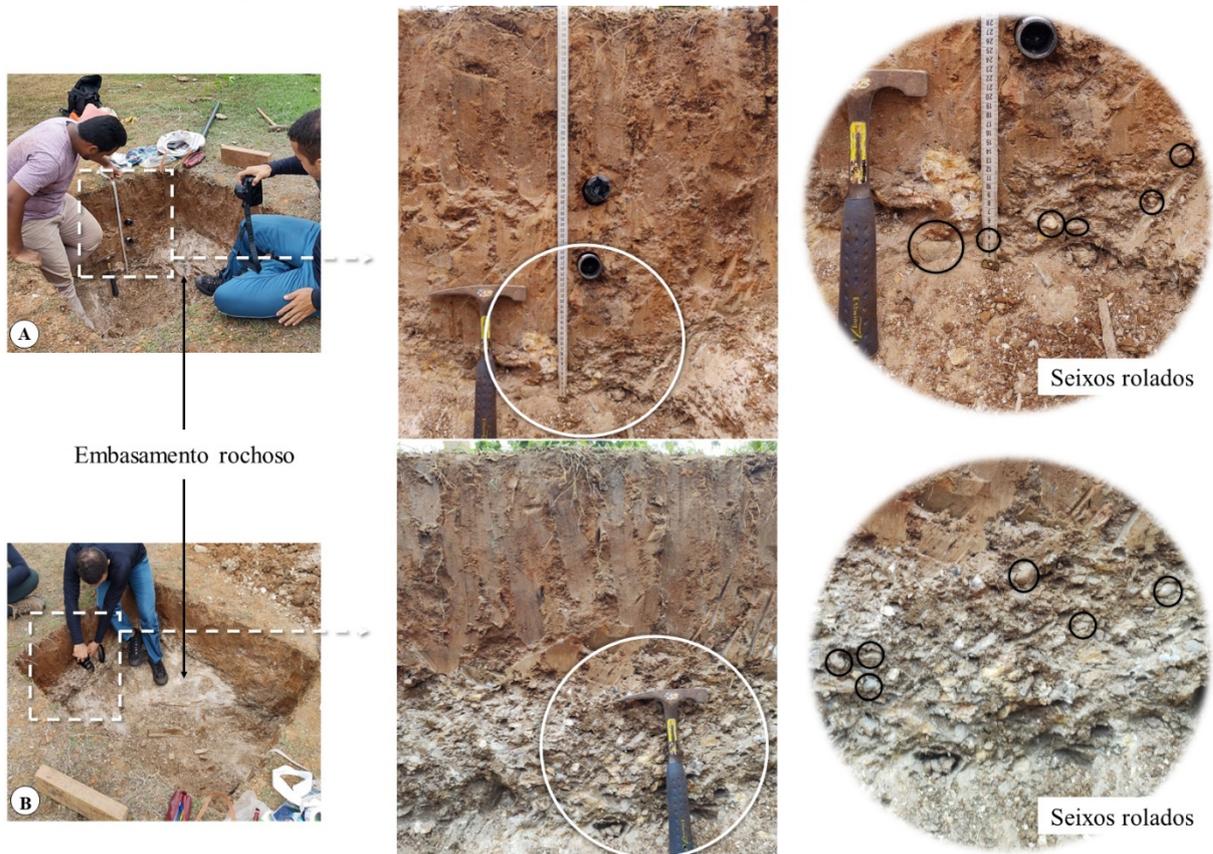
É importante destacar que a área de planície em que o depósito AC se encontra, corresponde ao nível de base dos fluxos laminares que lavam a superfície das *badlands*<sup>7</sup> e dos fluxos concentrados que se formam nas cabeceiras de drenagem à montante dos canais tributários mencionados anteriormente, também localizadas nas *badlands*. Desse modo, por estar sob influência de processos de encosta, presume-se que o depósito aluvial é também

<sup>7</sup> Ver Figura 37, especificamente as imagens A e B.

composto por material coluvial que, à época da deposição, chegavam à planície em maiores quantidades, dada a inexistência dos impedimentos fluviais contemporâneos.

Como observado, a arquitetura do perfil está estruturada em três unidades litofaciológicas, em que a unidade II, já amplamente abordada até aqui, está assentada sobre a camada basal (unidade I) constituída por uma cascalheira matriz suportada composta por seixos e cascalhos angulosos, depositada imediatamente sobre o embasamento rochoso. Apesar de pouco expressiva na vertente coletada (Figura 44-A), com cerca de 13 cm de espessura e confundindo-se com a rocha alterada, a cascalheira pode ser bem visualizada e analisada na vertente oposta (Figura 44-B).

**Figura 44.** Cascalheira basal com presença de seixos arredondados no depósito AC, com destaque para: A- Perfil coletado; B- Vertente oposta ao perfil de coleta.



Fonte: organizado pela autora.

Um fato que chama a atenção é a existência de seixos rolados presos à matriz cascalhosa, altamente compactada e com indícios de alteração geoquímica. Na vertente B é possível ver mais claramente o volume do depósito cascalhoso e os seixos arredondados, indicativos de transporte por arraste, tração e saltação no interior das calhas fluviais.

Infere-se que o depósito cascalhoso seja de origem colúvio-aluvial e que tenha sido mobilizado por um fluxo de detritos de alta energia provocado por um evento pluviométrico de alta magnitude e baixa recorrência, responsável por remobilizar o pavimento detrítico que recobre o conjunto de *badlands* à montante, misturando-o aos seixos arredondados pré-existentes. Comparando as vertentes expostas na trincheira, percebe-se que o depósito diminui de volume conforme se aproxima do canal principal. Isso indica que o fluxo transportador perdeu energia com a queda de declividade, depositando o material sobre o embasamento cristalino.

A presença de sedimentos finos na constituição majoritária do depósito pode ser explicada pela sua posição topográfica, já que as planícies de inundação são ambientes de baixa energia e a velocidade do fluxo que as atinge é menor. Por essa razão, as planícies tendem a concentrar sedimentos que são transportados em suspensão e depositados por decantação, como as frações argilosas, siltsas e de areia fina (MAGALHÃES JÚNIOR; BARROS, 2020).

Quanto à geocronologia, as idades de  $5.830 \pm 450$  anos A.P. da amostra AC-30 e  $5.690 \pm 365$  da amostra AC-43 posicionam o depósito no Holoceno Médio, no período paleoclimático denominado de Ótimo Climático do Holoceno, caracterizado pelo aumento da temperatura e da umidade após o Último Máximo Glacial (UMG). Com a chegada da presente fase interglacial, houve também o aumento da atividade pedogenética e da produção de mantos de intemperismo espessos, mas também de eventos pluviométricos mais intensos responsáveis pela desestabilização da paisagem geomorfológica e reativação da morfogênese.

#### 6.1.4 Perfil estratigráfico Colúvio Ladeira da Serra - CLS

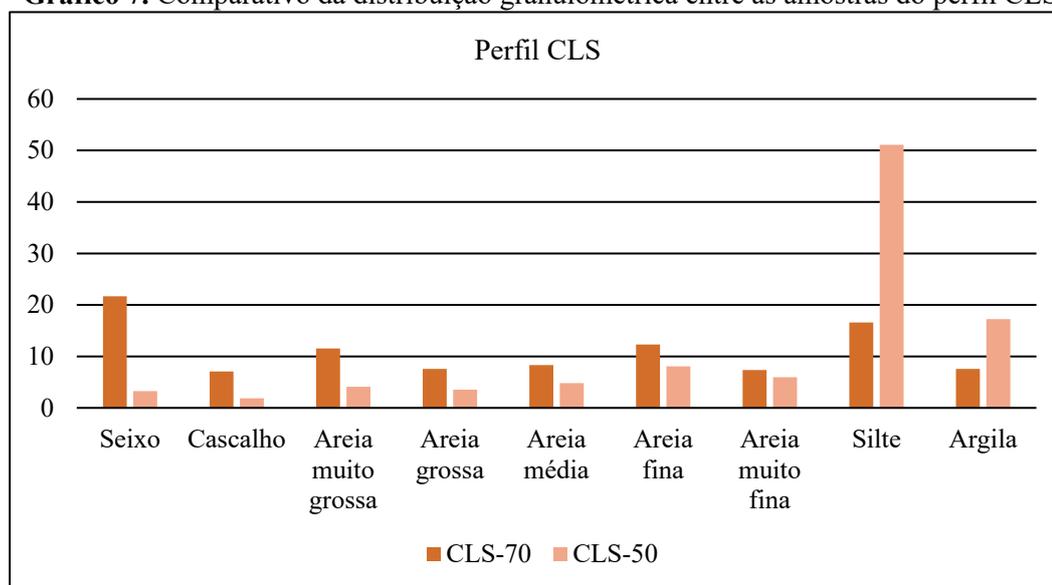
A coluna estratigráfica do depósito CLS apresenta duas unidades litofaciológicas texturalmente distintas e com limite transicional abrupto (Figura 45-A). A unidade I (CLS-50) consiste em uma camada síltico-arenosa de textura majoritariamente fina, altamente compactada, de cor avermelhada e com espessura de 65 cm, sotoposta à uma camada de areia síltica impregnado de seixos e cascalhos angulosos, de variados tamanhos e bastante friáveis: a unidade II (CLS-70).

O depósito está situado em um ambiente de rampa coluvial convexo-planar na encosta do maciço estrutural Serra do Quincuncá (Figura 45-B), a uma altitude de 450 m, sob as coordenadas  $6^{\circ}51'38.41''\text{S}$  e  $39^{\circ}36'26.13''\text{W}$ . O perfil encontra-se exposto em um corte de estrada na rodovia CE-230 que liga a sede municipal de Farias Brito ao distrito de Quincuncá.

Apesar da proximidade entre os depósitos CLS e CSQ (Figura 45-B), cerca de 710 m, e da posição topográfica, estando o último à montante do primeiro, o depósito CLS não apresentou a mesma concentração de isótopos radioativos de U-235, Th-232 e K-40 que o depósito CSQ. Porém, pela inviabilidade de realizar a datação e análise sedimentológica do último, não foi possível estabelecer uma correlação entre esses colúvios.

A distribuição granulométrica das amostras exibe disparidade em todas as classes modais, mas com diferenças expressivas nas frações de seixo, silte e argila (Gráfico 7). Na amostra CLS-70 as frações cascalhosas e arenosas constituem 75% da sua composição, enquanto que a amostra CLS-50 é composta majoritariamente pelas frações de silte e argila, com um quantitativo de 68%.

**Gráfico 7.** Comparativo da distribuição granulométrica entre as amostras do perfil CLS



Fonte: organizado pela autora.

Classificada como “Areia fina” (Tabela 12), a cascalheira coluvial da camada superior do depósito é composta por seixos e cascalhos angulosos, de tamanhos variados, presos à uma matriz predominantemente arenosa, cuja classificação textural refletiu o seu conteúdo de granulometria grosseira, mas também das classes de textura fina, como areia fina e muito fina, silte e argila que, somadas, representam cerca de 43% do conteúdo dessa unidade litofaciológica.

Corroborando com a classificação de Folk e Ward (1957), o diagrama textural de Shepard (1954) classifica a amostra CLS-70 como areno siltosa de modo predominante, mas é importante destacar que a forma triangular que representa a amostra também se coloca de modo expressivo sobre a categoria de Areia argilosa (Figura 45-C). Já a amostra CLS-50 foi

classificada como silte médio (Tabela 12) e silte arenoso (Figura 45-C), como reflexo do seu conteúdo granulométrico mais fino, mencionado anteriormente.

**Tabela 12.** Classificação textural para o perfil CLS de acordo com Folk e Ward (1957)  
**PERFIL CLS**

<b>Amostra</b>	<b>Média</b>	<b>Mediana</b>	<b>Classificação</b>
CLS-70	2,549	1,629	Areia fina
CLS-50	5,755	7,359	Silte médio

Fonte: organizado pela autora.

A análise morfométrica e morfoscópica demonstrou que as amostras possuem a mesma composição mineralógica: quartzo, por vezes impregnado por óxido de ferro, biotita, feldspato e hornblenda. Os valores percentuais de esfericidade e arredondamento são muito próximos, sendo os grãos majoritariamente esféricos, angulares, sub angulares e muito angulares (Quadro 9). Tais informações confirmam a proximidade da área fonte dos sedimentos, bem como a incompetência do fluxo transportador em modelar os ângulos e arestas dos grãos.

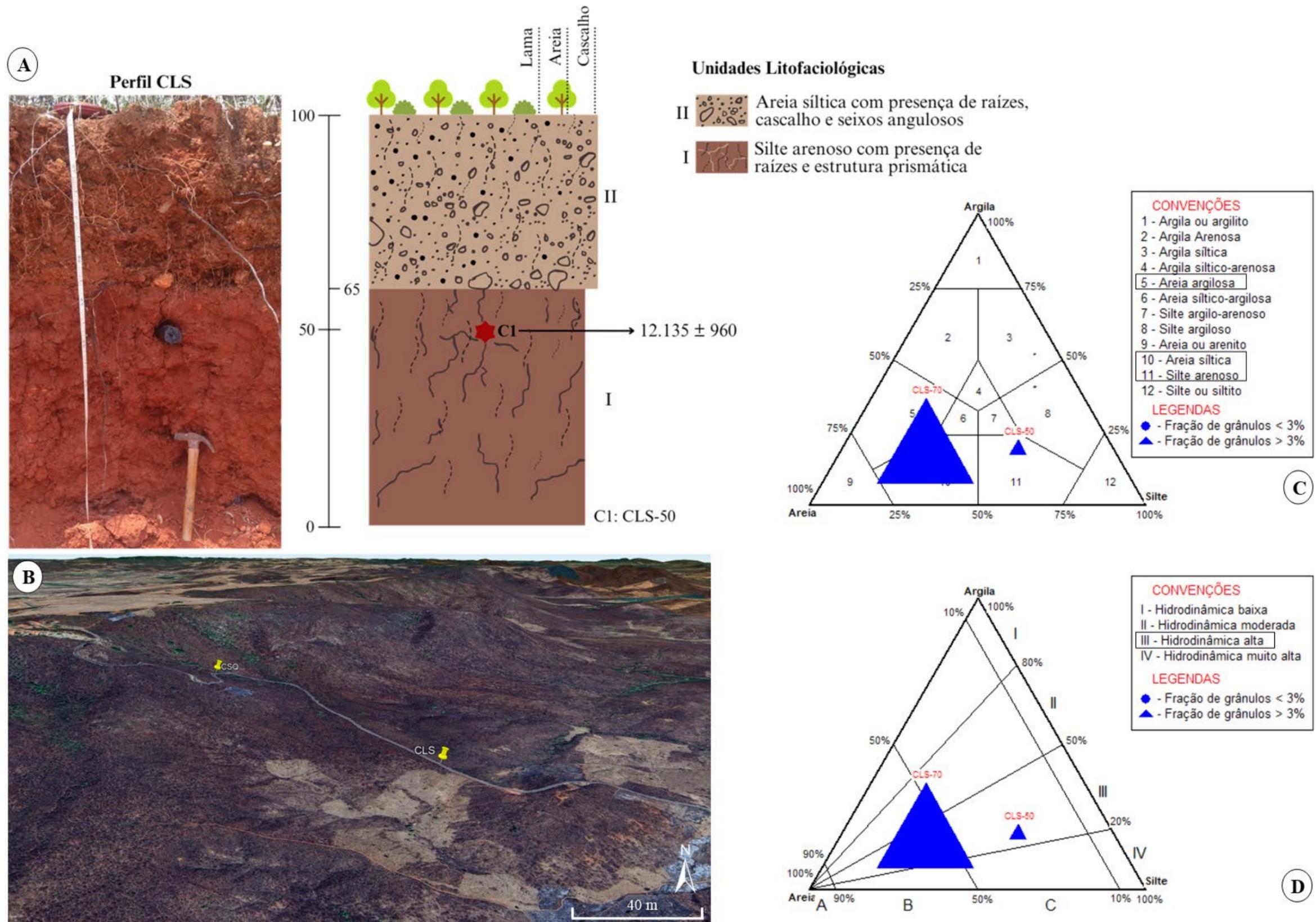
A análise das propriedades morfoscópicas revelou que os grãos polidos constituem a maior parte do conteúdo da amostra CLS-50 (55%), enquanto que na CLS-70 os grãos foscos apresentam 40%. Quanto à opacidade, a primeira é majoritariamente composta por grãos transparentes (40%), enquanto a segunda é predominantemente composta por grãos translúcidos, que representam um total de 52% do conteúdo da amostra (Quadro 9).

**Quadro 9.** Morfometria e morfoscopia do perfil CLS

	<b>Esfericidade</b>	<b>Arredondamento</b>	<b>Textura</b>	<b>Opacidade</b>	<b>Mineralogia</b>
<b>CLS-70</b>	66% esférico 19% sub prismoidal 8% sub discoidal 6% discoidal 1% prismoidal	33% angular 30% sub angular 21% muito angular 16% sub arredondado	40% fosca 30% brilhante 30% polida	40% transparente 32% translúcido 28% opaco	Quartzo Óxido de Fe Feldspato Hornblenda Biotita
<b>CLS-50</b>	65% esférico 22% sub prismoidal 6% sub discoidal 6% discoidal 1% prismoidal	40% angular 35% sub angular 18% muito angular 6% sub arredondado	55% polida 25% brilhante 20% fosca	52% translúcido 25% transparente 23% opaco	Quartzo Óxido de Fe Feldspato Hornblenda Biotita

Fonte: organizado pela autora.

Figura 45. Morfoestratigrafia do perfil CLS, com destaque para: A- Estratigrafia do perfil; B- Geomorfologia do ambiente deposicional; C- Diagrama de Shepard (1954); D- Diagrama de Pejrup (1988).



Fonte: organizado pela autora.

Ambas as amostras apresentaram sedimentos muito pobremente selecionados e de distribuição relativamente uniforme, que vai de encontro à classificação de curtose platicúrtica justificada pela distribuição mais espreada das populações granulométricas, mas com picos na fração de seixo, na amostra CLS-70, e na fração silte, na amostra CLS-50 (Tabela 13).

A CLS-70 apresenta assimetria positiva, indicando que foi depositada pela ação de um fluxo unidirecional, enquanto o diagrama de Pejrup aponta para alta atividade hidrodinâmica durante o processo deposicional (Figura 45-D). Como dito, fluxos dessa natureza possuem alta energia cinética e, portanto, são potencialmente capazes de mobilizar um grande volume de sedimentos de granulometria variada, especialmente de frações grosseiras, e estão associados à eventos pluviométricos torrenciais. No ponto coletado o depósito cascalhoso possui espessura de 35 cm, corroborando com a inferência sobre o fluxo depositante.

**Tabela 13.** Classificação quanto ao grau de seleção, assimetria e curtose do perfil CLS  
**PERFIL CLS**

AMOSTRAS	SELEÇÃO		ASSIMETRIA		CURTOSE	
	Valor	Classificação	Valor	Classificação	Valor	Classificação
CLS-70	3,576	Muito pobremente selecionado	0,4164	Muito positiva	0,6924	Platicúrtica
CLS-50	3,036	Muito pobremente selecionado	-0,747	Muito negativa	0,8167	Platicúrtica

Fonte: organizado pela autora.

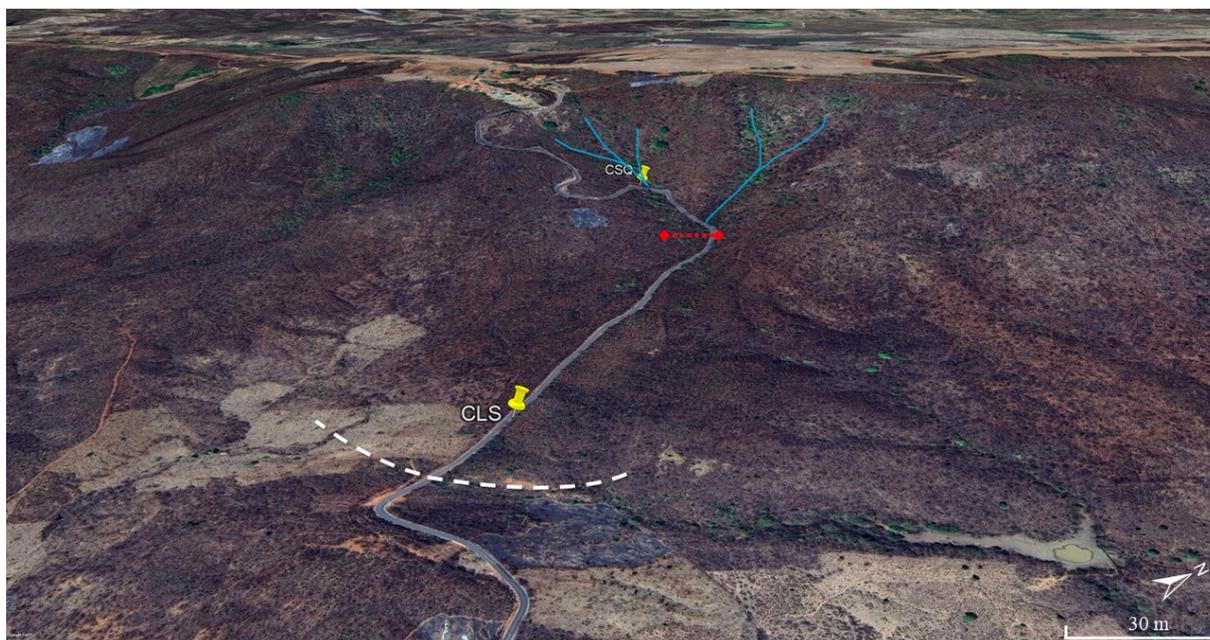
Opostamente, a amostra CLS-50 apresentou assimetria negativa, indicativo de um processo deposicional conduzido pela atuação de mais de um fluxo e de alta atividade hidrodinâmica. O depósito está situado na área de influência dos fluxos hidrossedimentológicos que convergem nos *hollows* do maciço de Quincuncá, acumulando os sedimentos mais grossos<sup>8</sup> até o *knickpoint* (demarcação em vermelho) (Figura 46), enquanto os finos são evacuados pelos fluxos lineares que se formam nas laterais da rampa coluvial.

Em um cenário pretérito, há aproximadamente 12.000 anos A.P., tais fluxos dispersavam águas e sedimentos sobre o setor convexo-planar da encosta, formando um avental coluvial (demarcação em branco). Com a mudança hodierna no uso e cobertura da terra, a forma da encosta sofreu alteração, sendo cortada longitudinalmente para construção da rodovia, com

<sup>8</sup> Ver figura 33, p. 128.

isso, houve perturbação no direcionamento dos fluxos hidrossedimentológicos que convergiam nas cabeceiras de drenagem e espriavam-se sobre a rampa coluvial (Figura 46).

**Figura 46.** Fluxos à montante do depósito CLS



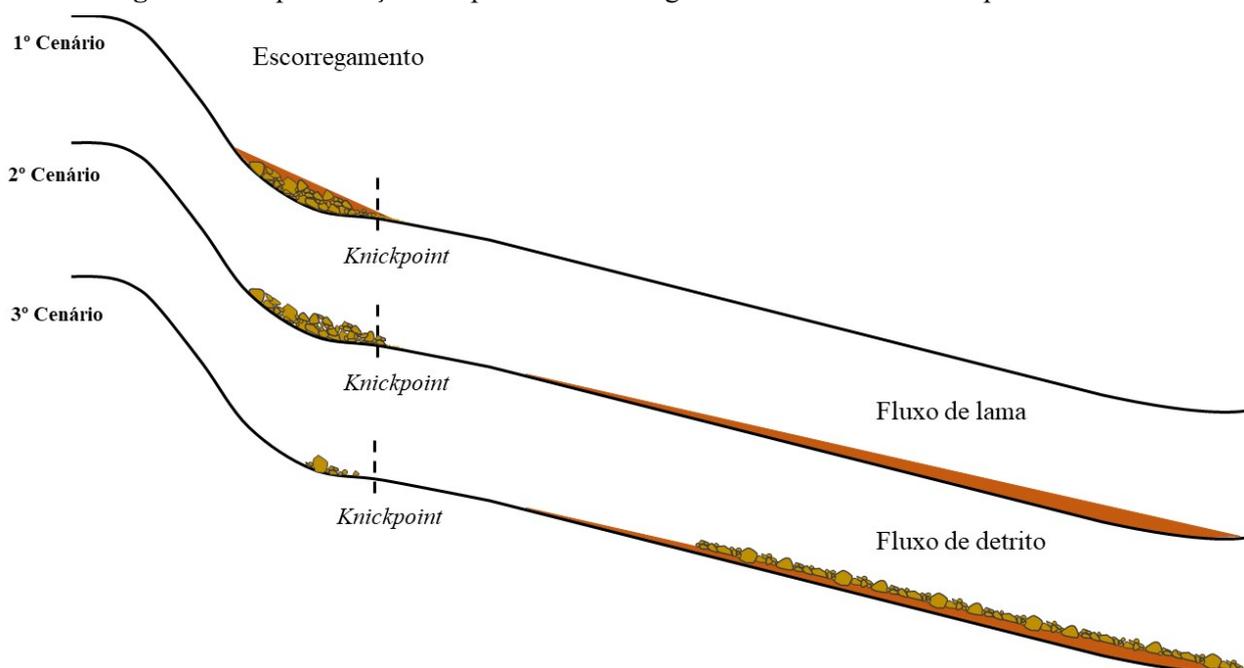
Fonte: Google Earth Pró. Organizado pela autora.

Em virtude da arquitetura, organização interna e conteúdo granulométrico do depósito, bem como do formato das encostas, especialmente à montante, infere-se que os processos morfogenéticos responsáveis pela formação do depósito tenham sido movimentos de massa de naturezas distintas (Figura 47) e que atuaram em períodos diferentes, com intensidades distintas, remobilizando cargas sedimentares de acordo com o seu potencial de transporte.

A princípio, um movimento gravitacional do tipo escorregamento destacou um grande volume de massa sedimentar de granulometria variada, envolvendo desde os grandes blocos às frações muito finas, concentrando-os na base côncava dos *hollows* (1º cenário). Em seguida, uma corrida de lama movida por um evento pluviométrico torrencial carregou os sedimentos finos daquele depósito inicial, espriando-os sobre a encosta (2º cenário), formando a rampa coluvial de onde foi colhida a amostra CLS-50.

As propriedades físicas da amostra supracitada como a cor avermelhada, a textura siltico-argilosa e a estrutura prismática, foram herdadas do material eluvial remobilizado da parte superior do maciço, em que predomina a classe pedológica de Nitossolo Vermelho. Pela sua posição topográfica, essa camada foi constantemente incrementada pela migração geoquímica de argilominerais e Óxidos de Ferro.

**Figura 47.** Representação dos processos morfogenéticos formativos do depósito CLS



Fonte: organizado pela autora.

O clima seco e frio predominante no UMG se encarregou de meteorizar os matacões e calhaus que ficaram retidos nos *hollows*, alimentando ainda mais o depósito com as frações de seixos e cascalhos, que posteriormente foram remobilizados também por intermédio de chuvas torrenciais, gerando um intenso fluxo de detritos (3º cenário). Em razão do gradiente constante do terço inferior da encosta, o fluxo perdeu velocidade e força, depositando os detritos ao longo da rampa coluvial e inumando o depósito pré-existente datado dos últimos  $12.135 \pm 960$  anos A.P.

A geocronologia revelou que a última exposição da amostra à luz solar se deu no contexto final do Último Máximo Glacial, ainda no Pleistoceno Superior, próximo ao limite de transição para o Holoceno. Nesse momento, o planeta estava atravessando um processo de mudança nos padrões climáticos com o aquecimento e umedecimento da atmosfera.

No entanto, transições repentinas para condições mais frias foram registradas na época, como é o caso do evento *Younger Dryas* que ocorreu entre 12.900-11.500 anos A.P. O YD é também denominado de evento Heinrich 0, sendo o último da sequência de pelos menos seis eventos dessa natureza, caracterizados pelo frio extremo com início e fim repentinos, cujo período de atuação se deu em um curto lapso de tempo (ADAMS, MASLIN, THOMAS, 1999).

Antes do YD, há registros da ocorrência de um episódio de aquecimento associado aos Ciclos Dansgaard-Oeschger, o que provavelmente favoreceu a intemperização química e a

formação de mantos de intemperismo espessos e de granulometria fina, que posteriormente foram remobilizados e deram origem à camada CLS-50.

#### 6.1.5 Perfil estratigráfico Colúvio Voçoroca dos Oitis - CVO

Sob as coordenadas 39°30'50.87"W e 6°52'0.01"S, o depósito coluvial denominado Voçoroca dos Oitis possui textura majoritariamente fina e exibe cor avermelhada em toda a sua extensão vertical e horizontal, característica marcante de todo material terrígeno encontrado nesse ambiente. No perfil foram identificadas duas camadas, cujo limite transicional é estabelecido por uma linha de pedras bem demarcada, formada por seixos e cascalhos angulosos. Com espessura total de 160 cm, as coletas foram procedidas da base para o topo nas profundidades de 95 cm (CVO-95), na camada inferior à *stone line*, e à 130 cm (CVO-130), na camada superior (Figura 48-A).

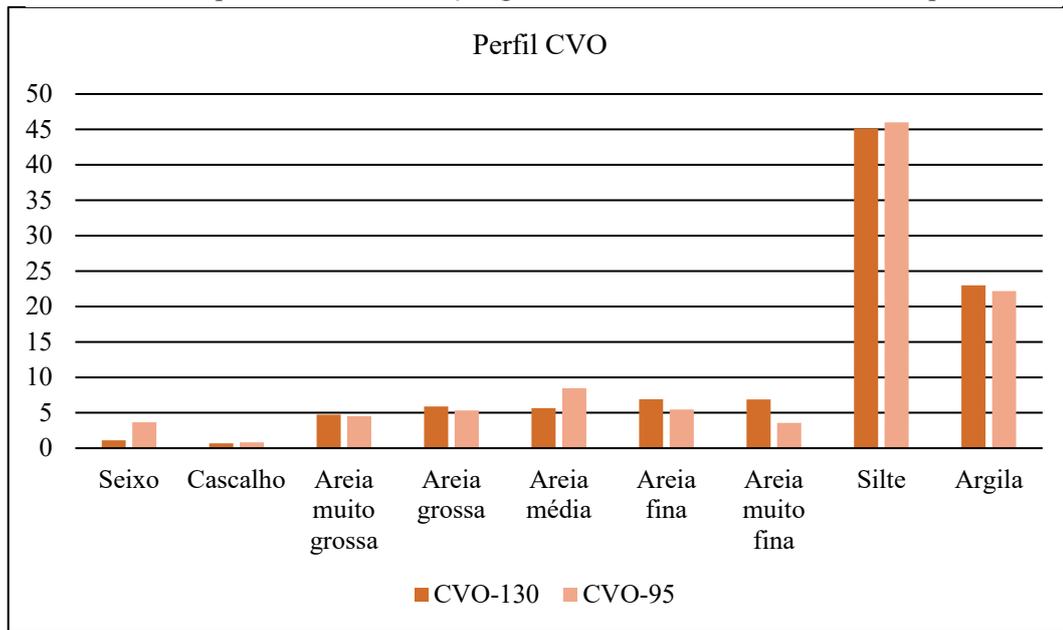
O depósito está geomorfologicamente situado no terço médio de uma encosta, à 340 m de altitude, em um ambiente de declividade ondulada (Figura 48-B). O perfil está exposto na vertente de uma das inúmeras voçorocas que ocorrem na área, caracterizada pela alta atividade morfodinâmica, marcada por erosões lineares e laminares, sobretudo nas encostas que bordejam o conjunto de *badlands*. Por essa razão, os colúvios e materiais intemperizados *in situ* são comumente encontrados no terço médio e superior das encostas, em virtude da menor declividade propícia à acumulação.

Embora a datação tenha apontado para idades diferentes, as amostras possuem basicamente o mesmo quantitativo em gramas de cada fração granulométrica, por isso, ambas foram classificadas como silte médio (Tabela 14), em razão da alta concentração da fração silte (em torno de 45%) e, secundariamente, das frações de areia (entre 27% e 30%), no seu total (Gráfico 8). A fração argila, por sua vez, representa cerca de 23% do conteúdo de cada amostra. As frações de seixo e cascalho representam menos de 5% e se manifestam de modo disperso na matriz predominantemente siltosa.

**Tabela 14.** Classificação textural para o perfil CVO de acordo com Folk e Ward (1957)  
**PERFIL CVO**

<b>Amostra</b>	<b>Média</b>	<b>Mediana</b>	<b>Classificação</b>
CVO-130	5,841	7,402	Silte médio
CVO-95	5,758	7,395	Silte médio

Fonte: organizado pela autora.

**Gráfico 8.** Comparativo da distribuição granulométrica entre as amostras do perfil CVO

Fonte: organizado pela autora.

As propriedades morfométricas das amostras do depósito CVO são proporcionalmente semelhantes em esfericidade e arredondamento, assim como a composição mineral constituída apenas por variações de quartzo, por vezes com revestimento ferruginoso (Quadro 10). Tais informações confirmam a proximidade da área fonte dos sedimentos (ver figura 49), bem como a incompetência do fluxo transportador em modelar os ângulos e arestas dos grãos.

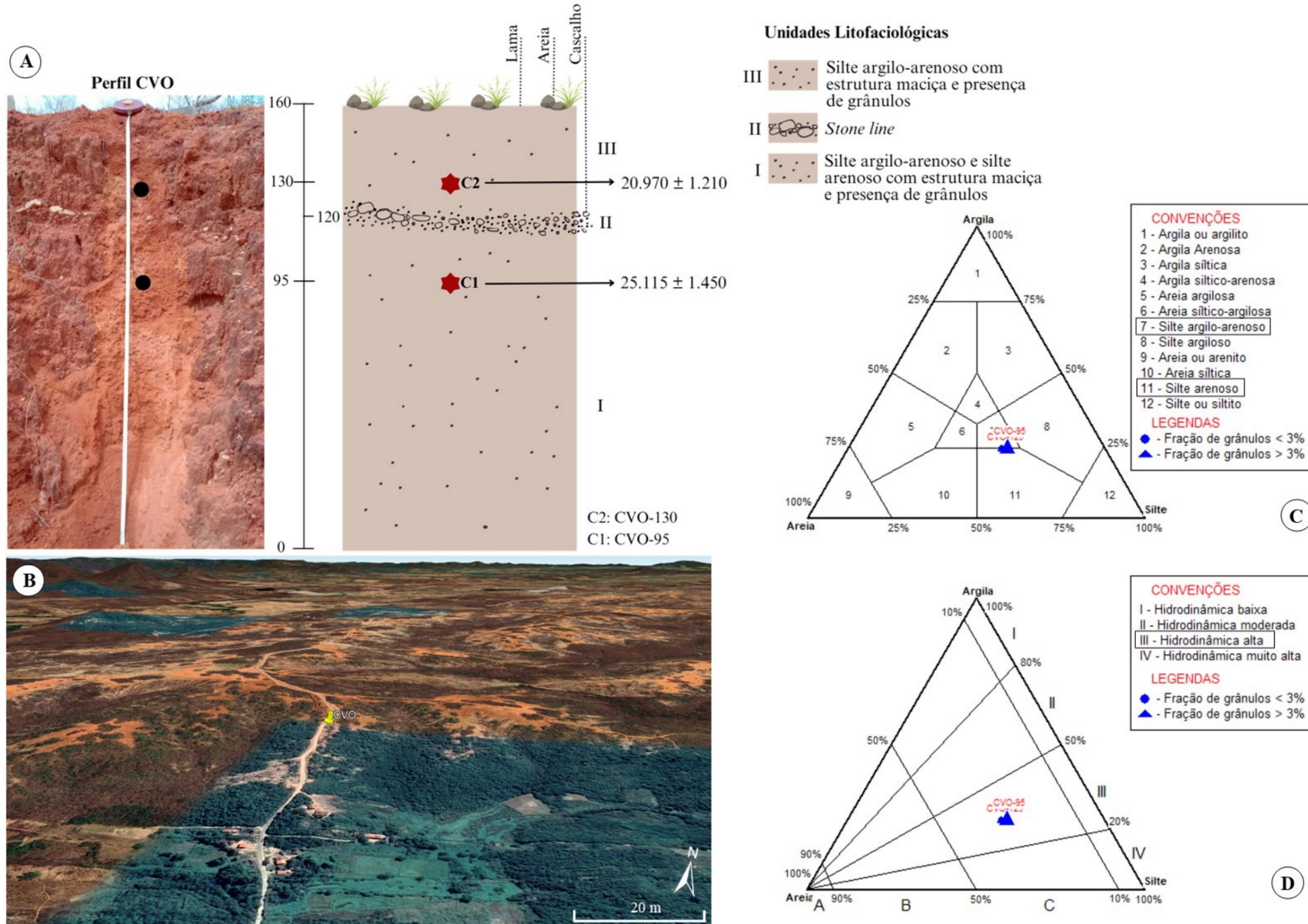
As amostras também compartilham de percentuais semelhantes quanto a textura e opacidade, sendo ambas majoritariamente compostas por grãos polidos e transparentes.

**Quadro 10.** Morfometria e morfoscopia do perfil CVO

	<b>Esfericidade</b>	<b>Arredondamento</b>	<b>Textura</b>	<b>Opacidade</b>	<b>Mineralogia</b>
<b>CVO-130</b>	49% esférico 32% sub prismoidal 7% sub discoidal 7% discoidal 5% prismoidal	37% angular 31% sub angular 24% muito angular 8% sub arredondado	46% polida 34% brilhante 20% fosca	58% transparente 23% translúcido 19% opaco	Quartzo Óxido de Ferro
<b>CVO-95</b>	47% esférico 32% sub prismoidal 12% sub discoidal 5% prismoidal 4% discoidal	33% angular 29% muito angular 28% sub angular 10% sub arredondado	43% polida 34% fosca 23% brilhante	54% transparente 24% opaco 22% translúcido	Quartzo Óxido de Ferro

Fonte: organizado pela autora.

Figura 48. Morfoestratigrafia do perfil CVO, com destaque para: A- Estratigrafia do perfil; B- Geomorfologia do ambiente deposicional; C- Diagrama de Shepard (1954); D- Diagrama de Pejrup (1988)



Fonte: organizado pela autora.

No diagrama textural de Shepard (Figura 48-C), as amostras apresentaram tendência de posicionamento nos vértices das classes de silte argilo-arenoso e silte arenoso, diferenciando-se apenas no conteúdo de grânulos, superior a 3% na amostra CVO-95. Essa semelhança textural demonstra que os sedimentos que constituem o depósito foram formados sob um mesmo regime paleoclimático, sendo remobilizados em períodos diferentes, mas por processos comuns que envolveram alta atividade hidrodinâmica, como mostra o diagrama de Pejrurp (Figura 48-D).

As amostras apresentaram os mesmos resultados para os graus de seleção, assimetria e curtose: ambas são muito pobremente selecionadas, pelo seu conteúdo polimodal, de curtose platicúrtica, devido a distribuição mais espalhada entre as classes modais (Tabela 15). A assimetria muito negativa indica a atuação de fluxos bidirecionais na deposição das camadas.

**Tabela 15.** Classificação quanto ao grau de seleção, assimetria e curtose do perfil CVO  
**PERFIL CVO**

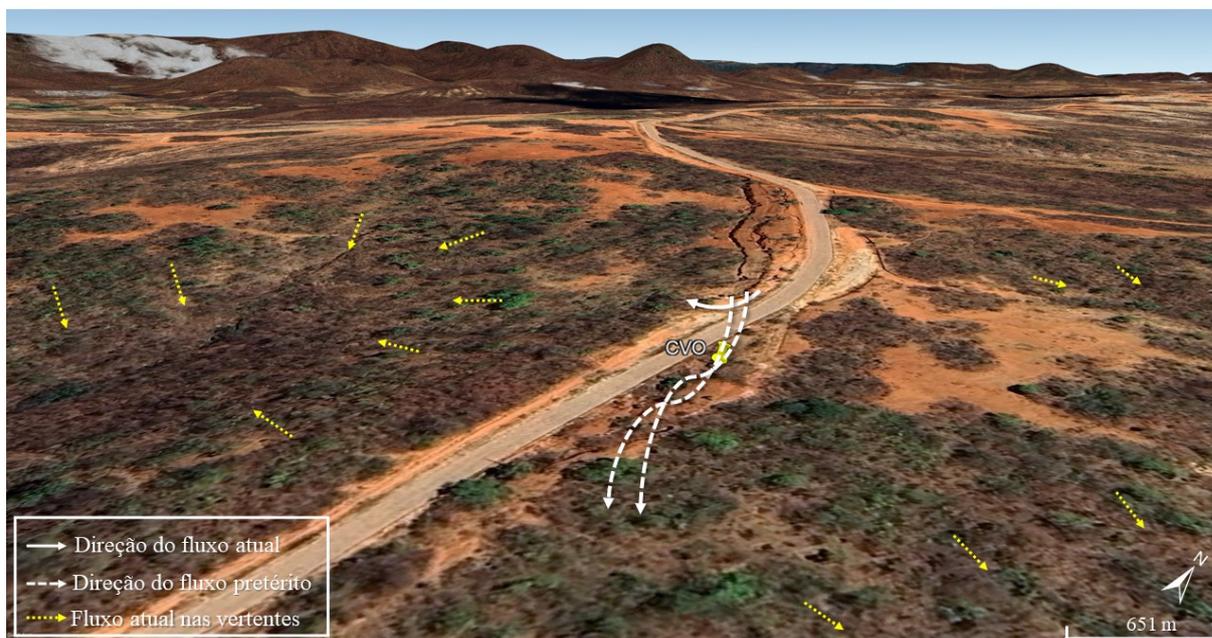
AMOSTRAS	SELEÇÃO		ASSIMETRIA		CURTOSE	
	Valor	Classificação	Valor	Classificação	Valor	Classificação
CVO-130	2,977	Muito pobremente selecionado	-0,7065	Muito negativa	0,823	Platicúrtica
CVO-95	3,067	Muito pobremente selecionado	-0,7181	Muito negativa	0,7215	Platicúrtica

Fonte: organizado pela autora

A informação sobre a natureza do fluxo depositante, dada pela assimetria muito negativa, e o resultado do diagrama de Pejrurp sobre a alta atividade hidrodinâmica atuante na deposição, fundamenta a hipótese de que as camadas do depósito CVO são oriundas de fluxos de lama de energia moderada provenientes do processo de erosão linear que formou as paleovoçorocas localizadas à montante do depósito.

A ilustração abaixo reconstitui a origem desses fluxos (Figura 49), em que: as setas brancas tracejadas representam os antigos fluxos hidrossedimentológicos que conectavam as paleovoçorocas, a montante, e o depósito CVO, desde, pelo menos, o Pleistoceno Superior; a seta branca contínua representa a atual direção dos fluxos das paleovoçorocas, desviados para as cabeceiras de drenagem que circundam (setas amarelas) a área em razão da construção de uma estrada vicinal, que passou a atuar como um elemento de desconexão entre o depósito e a área fonte dos sedimentos.

**Figura 49.** Ilustração sobre a origem dos fluxos atuantes na formação do depósito CVO



Fonte: organizado pela autora.

A cronologia dada pelas idades, de  $25.115 \pm 1.450$  anos A.P. para a amostra CVO-95 e  $20.970 \pm 1.210$  anos A.P. para a amostra CVO-130, enquadra o depósito e seus processos formativos em dois eventos paleoclimáticos importantes: os ciclos Dansgaard-Oeschger, marcados pelo rápido aquecimento e, em seguida, gradual resfriamento, e o eventos de frio extremo Heinrich (LIEBERMAN; GORDON, 2018).

Durante os ciclos Dansgaard-Oeschger ocorreu o brusco aumento das temperaturas e umidade, favorecendo a produção de espessos mantos de intemperismo na área. Esses mantos passaram a ser entalhados pela erosão linear, formando os sulcos que, posteriormente, evoluíram para paleovoçorocas. Há registos de aquecimento há 26 mil anos e, logo em seguida, de um resfriamento associado ao evento Heinrich 2, há 24.100 anos.

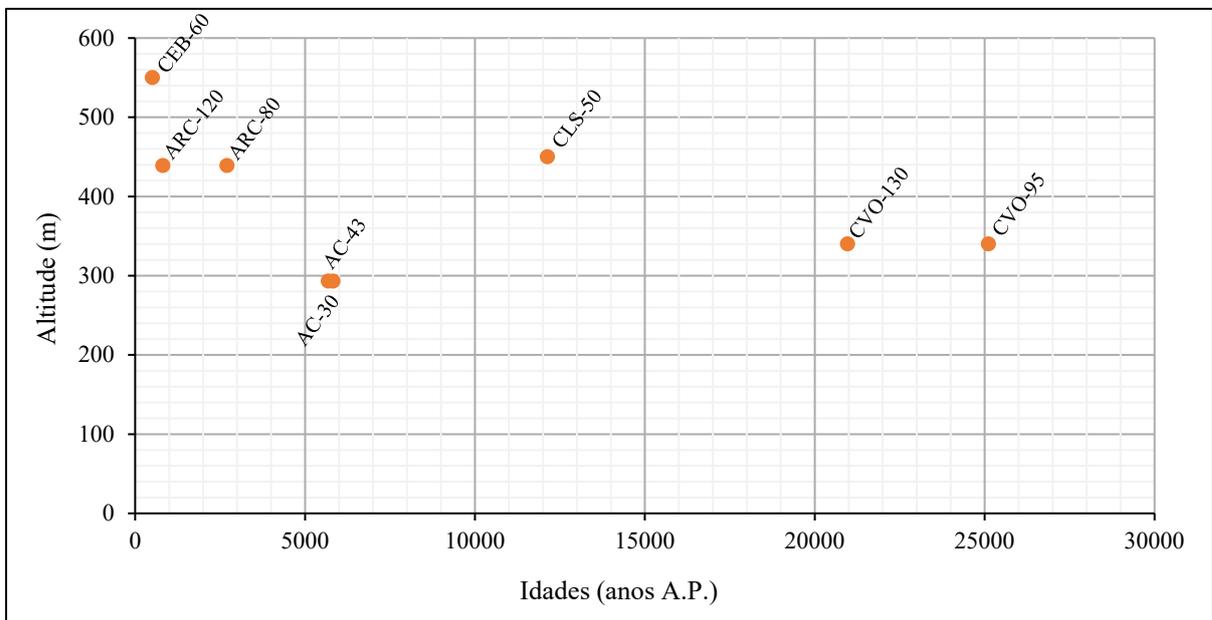
Nesse interim, a camada CVO-95 foi depositada por intermédio de um fluxo de lama bidirecional de energia moderada. Por conseguinte, com a chegada de condições paleoclimáticas mais frias e secas impostas pelo Heinrich 2, os fluxos laminares atuaram mais fortemente na retirada de partículas superficiais finas, permanecendo na paisagem os detritos que logo foram inumados pela deposição da camada sedimentar CVO-130, formando a linha de pedras que divide o depósito. O conteúdo sedimentológico e organização interna dos depósitos apontam que as camadas foram depositadas pela ação de fluxos de mesma energia.

## 6.2 DINÂMICA PALEOCLIMÁTICA E MORFOGENÉTICA DOS ÚLTIMOS 26.000 ANOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CARIÚS

A partir das idades obtidas, foi possível reconstituir a história paleoclimática e morfogenética da área de estudo dos últimos 26.000 anos, tomando como base os eventos paleoclimáticos já conhecidos e relatados na literatura especializada e nas informações contidas nos sedimentos analisados nesta tese. As datações realizadas na BHRC revelaram um contexto morfogenético relativamente recente que remonta a história erosiva e deposicional do final do Pleistoceno Superior, incluindo a transição Pleistoceno-Holoceno, do Holoceno Inferior, Médio e Superior.

Para além da sedimentologia e morfoestratigrafia, a evolução quaternária na área pode ser evidenciada também pela relação entre a posição topográfica dos depósitos e suas respectivas idades (Gráfico 9), em que as menores idades se encontram nas planícies de inundação do rio Cariús em altimetrias relativamente baixas, considerando a compartimentação hidrogeomorfológica em que se encontra, se no alto, médio ou baixo curso da bacia. Enquanto que os depósitos colúviais estão situados nas altitudes mais elevadas e possuem idades mais antigas, com exceção do depósito CEB-60, fruto de uma dinâmica geomorfológica recente que remonta os últimos 500 anos.

**Gráfico 9.** Relação entre as idades e a posição altimétrica dos depósitos



Fonte: organizado pela autora.

A razão pela qual os sedimentos mais jovens, em termos de história deposicional, se encontram nas planícies aluviais está relacionado aos aspectos de proveniência e retrabalho erosivo/deposicional, pois, por serem altamente dinâmicos, os sistemas fluviais recebem materiais transportados em diferentes distâncias de sua fonte original, além da possibilidade de

terem sido armazenados anteriormente em encostas ou na planície de inundação e liberados no canal dezenas de milhares de anos depois, para novamente serem depositados (BARROS; SALGADO, 2020).

Desse modo, a correlação entre as idades dos sedimentos demonstra a atuação de ciclos de retrabalhamento erosivo dos colúvios das encostas por pulsos climáticos quaternários que perturbam as coberturas superficiais da paisagem, carreando-os para os ambientes de estocagem mais baixos da paisagem, normalmente as planícies de inundação. Nesse espectro estão inclusos os eventos de alta magnitude e baixa recorrência desencadeados pela interação de sistemas atmosféricos regionais e globais e as variações climáticas ocorridas em intervalos temporais na ordem de alguns anos.

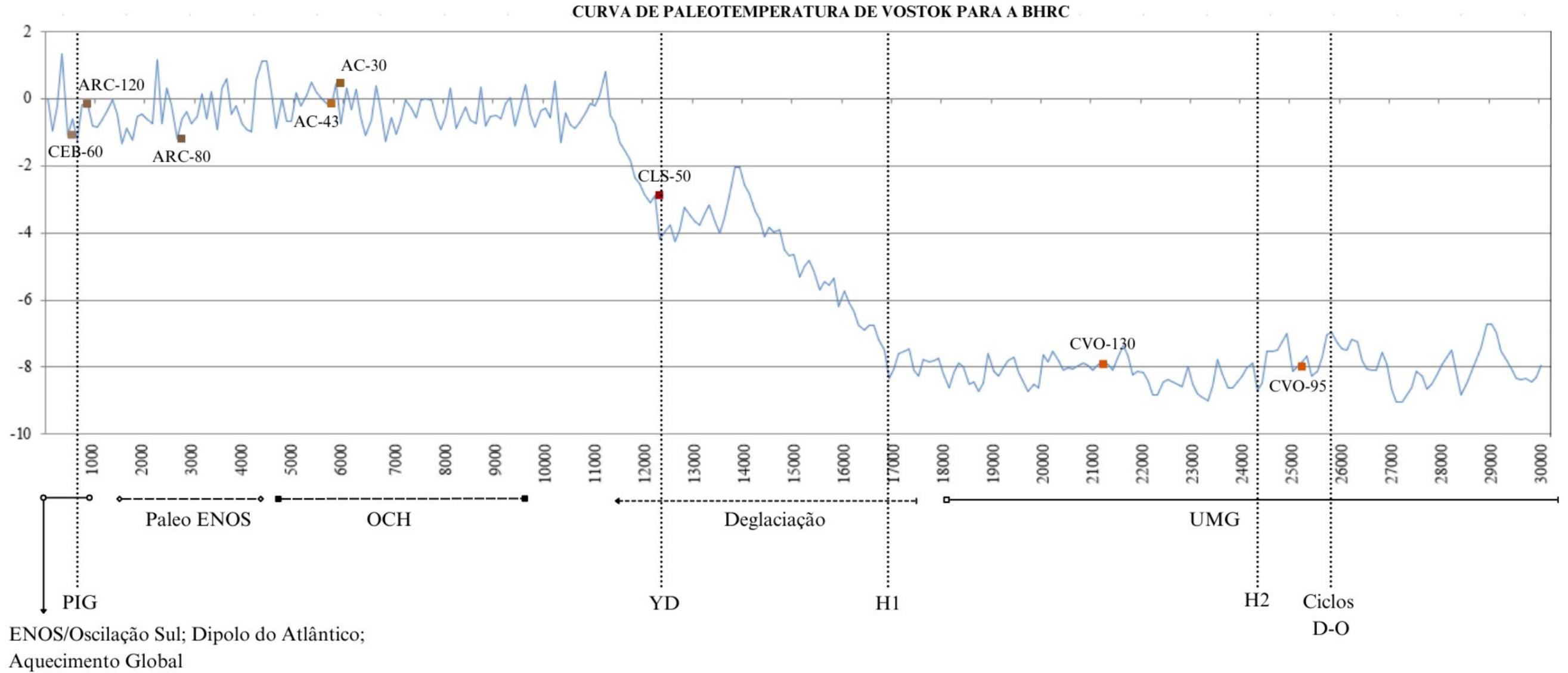
As transições climáticas são respostas diretas à forçantes como, alterações na composição atmosférica causada pela concentração ou não de gases de efeito estufa, aos ciclos orbitais de Milankovitch e ciclos solares, que implicam diretamente na emissão e recepção de energia solar pelo Planeta Terra, aos modos de interação oceano-atmosfera, como os fenômenos ENOS-Oscilação Sul, a circulação oceânica e, mais recentemente, as alterações dos sistemas naturais pela atividade humana (MASLIN, 2021).

Em termos paleoclimáticos, alguns desses fatores provocaram transições relativamente rápidas, com periodicidade de milhares anos, como é o caso dos eventos glaciais Heinrich, que ocorreram durante Último Máximo Glacial, mas também da ordem de décadas como os ciclos ENOS-Oscilação Sul em suas fases quente e fria, considerado como um dos novos padrões de variações do clima e o mais conhecido das várias oscilações decadais do sistema oceânico-atmosférico (OLIVEIRA et al., 2017).

Pelo curto espaço temporal em que ocorreram, tais eventos desestabilizaram a sensível estrutura superficial da paisagem à ponto de promover uma brusca reorganização de seus processos, estruturas e formas. A esse respeito, Knox (1972) afirma que a atuação máxima dos processos geomórficos se dá no momento de transição entre duas situações climáticas opostas como, por exemplo, na passagem de uma situação climática seca para úmida, fria para quente, e vice-versa, momentos em que os inputs climáticos de alta magnitude e baixa recorrência são tensionados.

Esse fato pode ser constatado através da plotagem das idades da BHRC na Curva de Paleotemperatura de Vostok, que apresenta os registros da variação da temperatura global dos últimos 420.000 anos, com base nos testemunhos de gelo coletados na estação de pesquisa de Vostok (PETIT et al., 1999) (Figura 50).

Figura 50. Curva de Paleotemperatura de Vostok para a área de estudo e eventos paleoclimáticos associados



LEGENDA	
D-O: Dansgaard-Oeschger	OCH: Ótimo Climático do Holoceno
H1: Heinrich 1	PIG: Pequena Idade do Gelo
H2: Heinrich 2	UMG: Último Máximo Glacial
ENOS: El Niño e La Niña	YD: Younger Dryas

FONTES: Petit et al. (1999); Adams, Maslin e Thomas (1999); Bender (2013); Liberman e Gordon (2018).

Fonte: organizado pela autora com base nos autores supracitados.

A curva de paleotemperatura demonstra que os depósitos estão cronologicamente posicionados no âmbito de eventos paleoclimáticos importantes que mudaram os padrões climáticos vigentes em cada época e implicaram em um rearranjo morfodinâmico da paisagem pretérita e que, portanto, foram diretamente responsáveis pela formação das feições deposicionais investigadas. Os eventos são: os ciclos Dansgaard-Oeschger (DO), os eventos Heinrich (H), o evento Younger Dryas (YD), a Deglaciação, o Ótimo Climático do Holoceno (OCH), os ciclos do Paleo-ENOS e a Pequena Idade do Gelo (PIG).

Diante do cruzamento das idades com os desvios de temperatura global, com os eventos paleoclimáticos associados e a abordagem morfoestratigráfica, foi possível aventar a existência de cinco cenários evolutivos para paisagem geomorfológica da BHRC e caracterizá-los de modo qualitativo e probabilístico, reconstituindo a dinâmica geomorfológica e paleoambiental da área de estudo a partir da formação dos depósitos.

O primeiro cenário se deu entre 26.000 a 20.000 anos A.P, no contexto do Último Máximo Glacial, em que a temperatura média global estava com desvio de  $-8^{\circ}\text{C}$  em relação à média atual. Esse período foi marcado pela ocorrência de fases súbitas de frio extremo propiciadas pelos eventos Heinrich que, embora de curta duração, alteraram o balanço de temperatura global, resfriando intensamente o clima já glacial.

Os mecanismos desencadeadores dos eventos Heinrich estão associados ao colapso de grandes massas de gelo que se lançam no Atlântico Norte. Com o resfriamento do AN, a principal consequência é o impedimento de formação das águas profundas do AN, que se formam quando as águas superficiais tropicais fluem para o norte, afundam e fluem de volta para o sul, fazendo o processo de transferência de calor das regiões tropicais para as polares (BENDER, 2013).

Ainda de acordo com o autor supracitado, os estudos de modelagem demonstram que durante os eventos Heinrich, a introdução de água doce de degelo interrompeu esse fluxo e o calor que ele leva às altas latitudes (ADAMS; MASLIN; THOMAS, 1999). Tais mudanças atingiram fortemente o Hemisfério Norte, mas com repercussões em todo o globo, devido ao caráter sistêmico do clima e das teleconexões estabelecidas entre a dinâmica atmosférica e oceânica.

Desse modo, quando a região do Atlântico Norte esfria, ocorre o deslocamento da Zona de Convergência Intertropical e do cinturão de precipitação para sul, favorecendo a formação de precipitação na porção sul do Nordeste Brasileiro, abaixo da latitude  $10^{\circ}$ , e influenciando diretamente o regime de chuvas sobre a área de estudo (WANG et al., 2004; BENDER, 2013). Pesquisas realizadas em outros pontos do semiárido brasileiro atestam o aumento de

precipitação da região durante os eventos Heinrich (DUPONT et al., 2009; FONSÊCA et al., 2020).

Pesquisas apontam que os eventos Heinrich ocorreram com periodicidade de 7 a 13 mil anos e foram intercalados por eventos quentes como os Ciclos Dansgaard-Oeschger. Por sua vez, os ciclos DO foram também marcados pela rapidez e intensidade com que aconteceram: de curta duração, cerca de 1.500 anos, esses eventos se repetiram a cada 3 ou 7 mil anos, com registros de ocorrência há pelo menos 120.000 anos e foram caracterizados pelo aumento repentino das temperaturas e umidade, que funcionaram como gatilhos aos processos geomorfológicos de alta energia (ADAMS; MASLIN; THOMAS, 1999).

Nesse período há registros de episódios de coluvionamento na área de estudo documentados na arquitetura estratigráfica do depósito CVO, cujos os fluxos depositantes foram desencadeados por eventos pluviométricos controlados pelas forçantes climáticas atuantes durante o vigente Ciclo Dansgaard-Oeschger iniciado há 26.000 anos A.P. Em seguida, por volta de 24.100 anos A.P., a chegada do Heinrich 2 trouxe consigo a estabilidade climática responsável pelo acúmulo de material detrítico superficial, posteriormente soterrado e transformando-se na linha de pedras que intercala as camadas inferior e superior do depósito.

O segundo cenário se enquadra na transição Pleistoceno / Holoceno, especificamente no fim da última era glacial. De acordo com a literatura, o Último Máximo Glacial se deu há aproximadamente 18.000 anos e marcou o início do aumento gradativo das temperaturas em direção às condições interglaciais que vivenciamos hoje. Entretanto, por volta de 12.200 anos A.P. um evento súbito de frio extremo interrompeu o processo de aquecimento da atmosfera global, perdurando entre 12.900 a 11.500 anos.

De acordo com os marcadores temporais, o Younger Dryas foi um evento relativamente curto, com duração de 1.400 anos, que apresentou o mesmo padrão dos eventos Heinrich quanto ao resfriamento e retorno à tendência de aquecimento repentino, dados em torno de algumas décadas. Nesse interim, por volta de 12.135 anos A.P., ocorreram os episódios que formaram o depósito CLS.

Como mencionado, o depósito CLS indica episódios de coluvionamento no maciço do Quincuncá sob o regime climático frio e seco do Younger Dryas envolvendo processos de alta à moderada energia cinética, como deslizamentos, fluxos de lama e de detritos controlados por pulsos climáticos escalonados. A reconstituição da formação do depósito CLS evidencia o retrabalhamento erosivo massivo que ocorreu sobretudo nas concavidades dos hollows do maciço, alimentando as rampas coluviais à jusante.

Condições climáticas frias e de semiaridez severa predominaram em setores do semiárido brasileiro no UMG, como documentado por Behling et al (2000), Corrêa (2001), Silva (2007, 2013), Lima (2015). Entretanto, Auler e Smart (1999) demonstram que não foi uma regra geral, apontando para uma variabilidade pluviométrica regional significativa com períodos de precipitação elevada em setores pontuais do semiárido, fato também constatado por Wang et al. (2004).

No pós-UMG o clima global seguiu a tendência de aquecimento e reumidificação. O novo e consolidado interglacial, o Holoceno, foi marcado por oscilações climáticas entre fases frias/secas e quentes/úmidas ocorrendo em um ciclo de 1.500 anos e com transição temporal numa escala de décadas a séculos, coincidindo com os ciclos Dansgaard-Oeschger. Além dos ciclos DO, outros eventos climáticos em cadeia agitaram morfodinamicamente a paisagem semiárida.

Durante esse período, episódios de coluvionamento foram registrados no semiárido por Amorim (2015), Lima (2015), Guerra (2019), Bispo (2022) entre outras pesquisas, reiterando a afirmativa de que transições climáticas, sobretudo quando se dão subitamente, ativam os processos morfogenéticos que modelam as formas deposicionais.

Nesta pesquisa, os sedimentos constituintes do depósito AC registraram episódios de remobilização associados à dinâmica hidrossedimentológica encosta-canal, estocando sedimentos de origem alúvio-coluvial entre 6.000 a 5.000, durante o Ótimo Climático do Holoceno. O OCH é reconhecido como o período mais quente do interglacial, “quando a Terra estava, em média, 2°C a 3°C mais quente do que nos dias atuais” (SANT’ANNA NETO E NERY, 2005, p. 33). Quanto ao seu início e fim, há controvérsias na literatura, no entanto, os autores supracitados afirmam ter ocorrido entre 7.600 e 4.500 A.P.

Nesse terceiro cenário evolutivo, com a maior disponibilidade de calor e umidade no sistema pedoclimático, a atividade pedogenética foi favorecida nos setores morfodinamicamente estáveis da paisagem. Nos setores instáveis, a dinâmica geomorfológica foi impulsionada pela precipitação cada vez mais presente, devido a intensificação dos sistemas produtores de chuva, como a ZCIT. Nesse sentido, modelos climáticos desenvolvidos por pesquisadores apontaram que durante o Holoceno Médio a região Nordeste do Brasil encontrava-se mais úmida e mais fria, especialmente no verão, e a estação seca era, em média, mais curta (MELO; MARENGO, 2008).

Essa informação é corroborada pelos registros de coluvionamento nas encostas úmidas e subúmidas da Chapada do Araripe, datados por Lima (2015) e Bispo (2022), e do Maciço Serra da Baixa Verde, no agreste pernambucano, datados por Corrêa (2001), Tavares (2015) e

Amorim (2015). Mas, também, em setores semiáridos como nas encostas do Maciço de Água Branca, em Alagoas (MELO, 2019; SILVA, 2019) e nas planícies aluviais dos riachos da Cruz e da Várzea, na Bahia (LIMA; LUPINACCI, 2019).

O quarto cenário reconstituído nesta pesquisa está associado ao fim do Ótimo Climático do Holoceno, entre 4.000 e 1.700 anos A.P. Tratam-se dos episódios deposicionais que deram origem à camada sedimentar ARC-80, localizada na base do depósito Alúvio Rio Cariús, de composição alúvio-coluvial e com idade de 2.710 anos A.P.

Contextualizando, para a região do Nordeste brasileiro, o fim do OCH marca a consolidação das condições climáticas de semiaridez e da intensificada do Paleo ENOS/Oscilação Sul, sobretudo em sua fase quente, como o principal mecanismo de controle da variabilidade climática da região.

O ENOS/Oscilação Sul é um fenômeno complexo de acoplamento entre o oceano e a atmosfera, possuindo uma componente oceânica que diz respeito a variação da TSM entre El Niño (aquecimento) e La Niña (resfriamento), e a componente atmosférica que diz respeito a sua oscilação sobre o Hemisfério Sul. Durante o El Niño o aquecimento anômalo das águas oceânicas da porção centro-leste do Pacífico Tropical altera a posição e circulação zonal da Célula de Walker, que se desloca em direção as águas quentes do pacífico, criando um ramo subsidente sobre a porção setentrional da América do Sul.

Através de ondas atmosféricas, chamadas de teleconexões, o El Niño engatilha a fase positiva do Dipolo do Atlântico Sul (AS), culminando em resfriamento das águas do AS e inibição da descida da ZCIT, que permanece sobre as águas quentes do Atlântico Norte, alterando assim a circulação da Célula de Hadley. Por essa razão, as chuvas se tornaram mais escassas na região semiárida brasileira e passaram a exibir variações decadais de acordo com a manifestação do ENOS, desde o início do Holoceno Superior.

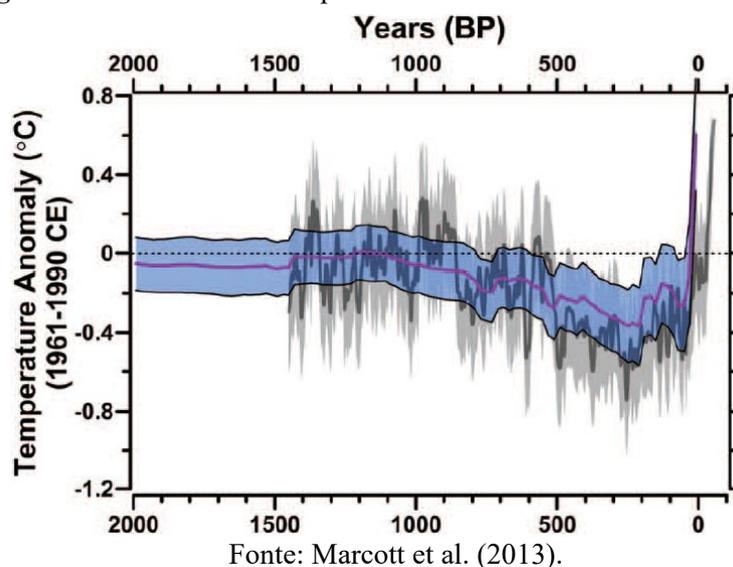
Nesse contexto, inputs climáticos de alta magnitude e baixa recorrência associados aos pulsos climáticos de elevada precipitação dos ciclos do Paleo-ENOS, remobilizaram os sedimentos aprisionados nos hollows e rampas coluviais das encostas e nas planícies de inundação, depositando-os nos níveis de base locais. Nesse caso, na margem esquerda do rio Cariús.

O quinto cenário aventado abrange o recorte temporal dos últimos 1.000 anos à contemporaneidade, em que estão situadas as idades da camada superior do depósito Alúvio Rio Cariús, ARC-120, datada de 820 anos A.P., e Colúvio Entrada da Barra, CEB-60, datada de 510 anos A.P.

Os episódios deposicionais citados ocorreram sob o espectro do período considerado o mais frio dos últimos mil anos: a Pequena Idade do Gelo. O desenvolvimento da PIG se deu com o significativo resfriamento do Atlântico Norte, cujos os gatilhos responsáveis estão ligados a diminuição de manchas solares, como no Mínimo de Maunder, entre 1645 e 1715, bem como o Mínimo de Sporer (1460–1550) e o Mínimo de Dalton (1790–1830), e também à atividade vulcânica ativa no século XIII (LIEBERMAN; GORDON, 2018).

A PIG foi, portanto, uma oscilação climática curta em comparação com muitos dos eventos registrados em núcleos de gelo e em sedimentos, que proporcionou condições mais frias nas terras ao redor do Atlântico Norte entre cerca de 700 e 200 anos atrás (ADAMS; MASLIN; THOMAS, 1999). Afetou diretamente o continente europeu, mas os efeitos foram sentidos em todo o globo, como mostra o gráfico de anomalias de temperatura dos últimos 2.000 anos (Figura 51), mas não com a mesma intensidade ou de forma síncrona. Inclusive, alguns registros apontam que o período não foi continuamente frio.

**Figura 51.** Anomalias de temperatura durante os últimos 2.000 anos A.P.



Em escala global, a PIG promoveu a estabilização da circulação geral da atmosfera, interferindo negativamente na atuação dos principais centros de ação e sistemas meteorológicos produtores de chuva na porção setentrional da América do Sul, intensificando a semiaridez na área de estudo. Nesse contexto, os inputs climáticos torrenciais permaneceram tencionando os processos morfogenéticos no semiárido brasileiro.

De modo geral, os cenários de evolução geomorfológica reconstituídos (Quadro 11) apontam para uma dinâmica morfogenética tensionada por inputs pluviométricos de alta magnitude e baixa recorrência desencadeados por transições climáticas, por vezes, abruptas.

**Quadro 11.** Cenários de evolução geomorfológica na BHRC

Cenários Evolutivos		Dinâmica Paleoclimática	Implicações na evolução geomorfológica
1º Cenário	26.000 a 20.000 anos A.P.	Dansgaard-Oeschger Heinrich 1 e 2 Desvio de temperatura global: -8°C	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 2 episódios de coluvionamento: 25.115 anos A.P. e 20.970 anos A.P.</li> <li>• Fluxos de lama de baixa a moderada energia envolvendo alta atividade hidrodinâmica, desencadeados por pulsos climáticos associados às transições repentinas dos ciclos DO.</li> </ul>
2º Cenário	13.000 a 11.000 anos A.P.	Younger Dryas Deglaciação Desvio de temperatura global: -3°C	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Ao menos 2 episódios de coluvionamento em períodos diferentes, sendo um deles datado de 12.135 anos A.P.</li> <li>• Fluxos de lama e de detritos de alta a moderada energia cinética</li> <li>• Retrabalhamento erosivo dos hollows da encosta do Maciço de Quincuncá</li> </ul>
3º Cenário	6.000 a 5.000 anos A.P.	Ótimo Climático do Holoceno Desvio de temperatura global: 0°C	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 2 episódios deposicionais de materiais alúvio-coluviais: 5.830 anos A.P. e 5.690 anos A.P.</li> <li>• Mais umidade nos sistemas pedoclimático e morfogenético.</li> <li>• Eventos de remobilização de sedimentos via conexão encosta-canal</li> </ul>
4º Cenário	3.000 a 1.000 anos A.P.	Fim do OCH Paleo ENOS/Oscilação Sul Consolidação da semiaridez no NE Desvio de temperatura global: -1°C	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 1 episódio deposicional de material alúvio-coluvial, datado de 2.710 anos A.P.</li> <li>• Desestabilização do sistema morfogenéticos pelos eventos de alta magnitude e baixa recorrência associados aos ciclos do Paleo-ENOS/Oscilação Sul</li> <li>• Retrabalhamento erosivo dos sedimentos aprisionados nos hollows e rampas coluviais das encostas e nas planícies aluviais via conexão encosta-canal.</li> </ul>
5º Cenário	Últimos 1.000 anos	Pequena Idade do Gelo Desvio de temperatura global: -1°C Ciclos ENOS/Oscilação Sul Aquecimento Global	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 1 episódio de coluvionamento: 510 anos A.P.</li> <li>• Chuvas torrenciais como principal mecanismo de tensionamento do sistema morfogenético do semiárido brasileiro</li> <li>• Eventos climáticos extremos: perturbações na dinâmica geomorfológica das bacias hidrográficas</li> </ul>

Fonte: organizado pela autora.

No presente, o sensível equilíbrio climático do planeta vem sendo rompido por forçantes antropogênicas decorrentes do lançamento de gases de efeito estufa na atmosfera, sobretudo pela queima de combustíveis fósseis e pelas mudanças no uso e cobertura da terra, em que florestas vem sendo cada vez mais substituídas por monoculturas (MASLIN, 2015).

Com isso, o comportamento dos sistemas atmosféricos tem se modificado, alterando a intensidade e frequência dos eventos climáticos. As consequências são o desencadeamento de extremos de frio, secas severas, chuvas espaço-temporalmente concentradas e ondas de calor cada vez mais letais, sobre uma sociedade segmentada e desigual, com grande parte da população pobre em estado de vulnerabilidade social e ambiental.

### 6.3 CRONOCORRELAÇÃO DA DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA QUATERNÁRIA NA ÁREA DE ESTUDO E ENTORNO

A associação entre os inputs climáticos, os processos geomorfológicos e os depósitos correlatos ajudaram a elucidar um pouco da dinâmica paleoambiental da área de estudo, dentro do recorte temporal proposto pelas datações. Para o entorno da Bacia Sedimentar do Araripe, pesquisas anteriores conseguiram reconstituir cenários diferentes e numa escala temporal mais abrangente, e forneceram respostas importantes sobre a relação sistêmica entre os eventos paleoclimáticos e a evolução geomorfológica quaternária à nível local e regional.

A partir de uma cronocorrelação de idades e cenários evolutivos, os resultados dessas pesquisas foram somados aos cenários reconstituídos por esta tese. Essa associação se fez relevante pois inseriu espaço-temporalmente a evolução geomorfológica da área de estudo no contexto local/regional, que esteve controlada por eventos climáticos curtos ou de longa duração, locais ou de abrangência regional e global.

A fim de construir um panorama geral, buscou-se estabelecer uma cronocorrelação dos diferentes cenários paleoambientais reconstituídos por Lima (2015), Guerra (2019), Bispo (2022) e nesta pesquisa (Quadro 12). O referido quadro buscou trazer um panorama mais abrangente da dinâmica paleogeomorfológica local/regional, buscou-se integralizar estes resultados aos já obtidos em pesquisas anteriores na área de estudo e na Bacia Sedimentar do Araripe.

Por conseguinte, o mapa de cronocorrelação da dinâmica geomorfológica quaternária da área de estudo e entorno traz a distribuição espacial dos depósitos datados nesta tese e nas pesquisas referidas, com suas respectivas idades, a fim de demonstrar a situação geográfica e geomorfológica dos depósitos mais antigos e mais recentes (Figura 52).

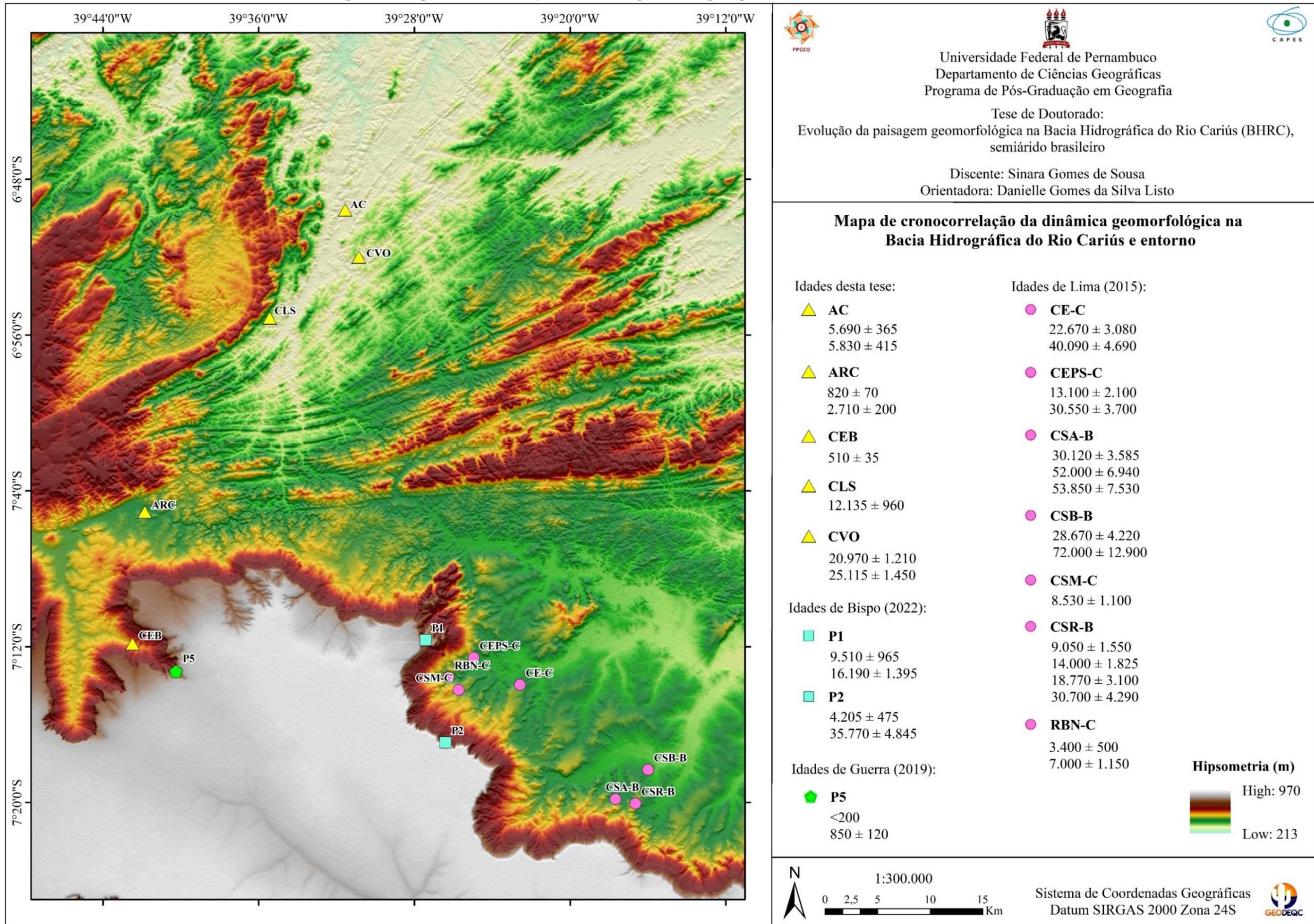
Quadro 12. Cronocorrelação da dinâmica paleogeomorfológica na BHRC e entorno

FONTE	IDADES	DESVIO DE TEMPERATURA GLOBAL	FASE CLIMÁTICA	ESCALA DE ABRANGÊNCIA	ESTRATIGRAFIA	PROCESSO	MORFOLOGIA	INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL
Guerra (2019)	<200	0	Aquecimento Global ENOS/Oscilação Sul Dipolo do Atlântico Mudanças no uso e cobertura da terra	Global Regional Local	Horizonte cinzento-esverdeado-escuro de textura Franco-Arenosa, estrutura com ocorrência de blocos subangulares; consistência molhada não plástica, não pegajosa, transição plana e clara. **	Deposição alúvio-coluvial por fluxo de baixa energia	Fundo plano de vereda confinada numa cabeceira em <i>dale</i>	Apesar de situado no <i>core</i> semiárido, os sedimentos passaram por um rápido e intenso processo pedogenético em função da alta e constante umidade disponível nos setores de ressurgência de nascentes na encosta da Chapada do Araripe
Esta tese	510	-0,95	Pequena Idade do Gelo ENOS/Oscilação Sul	Regional Global	Camada de areia síltica com presença de grânulos dispersos na estrutura maciça	Fluxo de lama	Rampa coluvial suavemente convexa	Aventa-se que o colúvio é oriundo de um fluxo de lama impulsionado por eventos pluviométricos torrenciais associados ao ENOS/Oscilação Sul, em um contexto de semiaridez severa
	820	-0,17			Camada areno-siltosa de estrutura em blocos subangulares indicando a presença de argilominerais expansivos	Fluxos de lama alúvio-coluviais	Vertente marginal esquerda do rio Cariús	Essa camada foi depositada por fluxos de lama alúvio-coluviais que convergiram no canal principal. Tais fluxos foram impulsionados por eventos pluviométricos torrenciais associados ao ENOS/Oscilação Sul.
Guerra (2019)	850	-0,17			Horizonte cinzento-esverdeado muito escuro de textura Franco-Argilo-Arenosa, estrutura em blocos subangulares e consistência molhada não plástica, levemente pegajosa. **	Deposição alúvio-coluvial por fluxo de baixa energia	Fundo plano de vereda confinada numa cabeceira em <i>dale</i>	Apesar de situado no <i>core</i> semiárido, os sedimentos passaram por um rápido e intenso processo pedogenético em função da alta e constante disponibilidade de umidade nos setores de ressurgência de nascentes na encosta da Chapada do Araripe
Esta tese	2.710	-1,19	Paleo ENOS/Oscilação Sul – fase quente	Global Regional	Camada de silte arenoso com estrutura em blocos subangulares indicando a presença de argilominerais expansivos	Fluxos de lama alúvio-coluviais	Vertente marginal esquerda do rio Cariús	De composição alúvio-coluvial, essa camada foi depositada em zona de convergência de fluxos de lama de alta energia vindos canal principal e das encostas circundantes. Tais fluxos foram impulsionados por eventos pluviométricos torrenciais associados ao Paleo ENOS/Oscilação Sul.
Lima (2015)	3.400	0,22			Camada de areia fina com estrutura maciça	Fluxos de lama difusos	Vertente marginal de canal fluvial	A camada foi depositada por processos de fluxo de lama difusos possivelmente em resposta à dinâmica do canal e aos processos ligados ao escoamento superficial com retrabalhamento do material de encosta
Bispo (2022)	4.205	-1	Ótimo Climático do Holoceno	Global	Camada de areia síltica com presença de clastos e matacões dispersos no perfil	Corrida de detritos	Sopé da escarpa da Chapada do Araripe	A camada foi formada por eventos deposicionais de alta energia do tipo fluxo de detritos em um contexto climático de rebaixamento de temperatura global em que a região estava migrando de uma fase úmida para uma fase semiárida
Esta tese	5.690	-0,15			Camadas areno siltosa de estrutura maciça, sem estratificação e ausência de grânulos	Fluxos de lama alúvio-coluviais	Bolsão aluvial em planície de inundação	Camadas alúvio-coluviais oriundas de fluxos de lama de baixa energia provenientes da própria deposição lateral do rio Cariús, dos fluxos concentrados e laminares das <i>badlands</i> , em um contexto climático de reumidificação e elevação das temperaturas.
	5.830	0,45						
Lima (2015)	7.000	-1,05			Camada de areia muito fina com evidencia de mosqueamento	Fluxos de lama difusos	Vertente marginal de canal fluvial	A camada foi depositada por processos de fluxo de lama difusos possivelmente em resposta à dinâmica do canal e aos processos ligados ao escoamento superficial com retrabalhamento do material de encosta
	8.530	-0,65			Cascalheira suportada por matriz silte arenosa	Fluxo de detrito com alta energia	Encosta de geometria convexo-côncava	Esse depósito foi formado a partir de um fluxo de detrito de alta energia e viscosidade, em que foram incorporados materiais de depósito de tálus e cobertura pedológica de espessura considerável.
	9.050	-0,6			Camada areno-siltosa com estrutura maciça e presença de grânulos na fração seixo	Sobreposição de fluxos de lama de alta energia	topo suavemente plano de uma morfologia colinosa	Os processos envolvidos na formação do depósito se deram a partir de uma sobreposição de fluxos de lama com alta energia, cujas fácies areno-siltosas sugerem um retrabalhamento por processos de encosta
Bispo (2022)	9.510	0,43			Camada de areia síltica, sem estratificação e presença de grânulos	Corrida de detritos	Encosta coluvial em área de topo conservado	O evento deposicional esteve relacionado a uma reumidificação do clima no contexto da transição Pleistoceno-Holoceno, antes que a cobertura vegetal se recuperasse da semiaridez antecedente, ligada ao evento <i>Younger Dryas</i>
Esta tese	12.135	-2,9	<i>Younger Dryas</i>	Global	Camada síltico arenosa maciça com estrutura prismática subangular	Fluxo de lama	Rampa coluvial suavemente convexa	A camada foi depositada pela ação de um fluxo de lama de energia moderada provocada por inputs climáticos torrenciais que remobilizou o material coluvial mais fino que preenchia os hollows côncavos do maciço de Quincuncá.
Lima (2015)	13.100	-3,75	Deglaciação	Global	Camada de silte arenoso com presença de grânulos e estrutura maciça	Fluxos de lama	Topo convexo de colina com	Movimentos de massa sucessivos de alta energia e moderada viscosidade que incorporaram mantos de alteração e/ou depósitos que recobriam uma antiga superfície e foram retrabalhados ao longo da encosta

							morfologia de espigão	
	14.000	-2,57			Camada areno-siltosa com estrutura maciça e presença de grânulos na fração seixo	Sobreposição de fluxos de lama com alta energia	topo suavemente plano de uma morfologia colinosa	Os processos envolvidos na formação do depósito se deram a partir de uma sobreposição de fluxos de lama com alta energia, cujas fácies areno-siltosas sugerem um retrabalhamento por processos de encosta
Bispo (2022)	16.190	-6,08	Heinrich 1		Camada de areia siltica, sem estratificação e presença de grânulos	Corrida de detritos	Encosta coluvial em área de topo conservado	O aumento na temperatura pós Heinrich 1 influenciou na elevação da umidade, o que provavelmente permitiu condições para a deflagração de processos gravitacionais de massa do tipo corrida de detritos.
Lima (2015)	18.770	-8,46	Último Máximo Glacial	Global	Camada areno-siltosa com estrutura maciça e presença de grânulos na fração seixo	Sobreposição de fluxos de lama com alta energia	topo suavemente plano de uma morfologia colinosa	Os processos envolvidos na formação do depósito se deram a partir de uma sobreposição de fluxos de lama com alta energia, cujas fácies areno-siltosas sugerem um retrabalhamento por processos de encosta
Esta tese	20.970	-7,93			Camada de silte argilo-arenoso com estrutura maciça e presença de grânulos	Fluxo de lama	Vertente de voçoroca no terço superior de encosta convexo-planar	Essa camada é oriunda de fluxos de lama de baixa energia provenientes do processo de erosão linear que formou as paleovoçorocas localizadas à montante do depósito. Espessos mantos de intemperismo foram produzidos durante o ciclo D-O que antecedeu a deposição. Esse material foi entalhado por fluxos concentrados, depositando o colúvio à jusante.
Lima (2015)	22.670	-8,63			Camada de areia siltica transitando para silte arenoso, com estrutura maciça e presença de grânulos	Fluxos de lama intercalados por fluxo de detrito	Colina alongada, suave e pouco convexa	O depósito foi formado por uma sucessão de fluxos de lama intercalada por um fluxo de detrito de alta energia e baixa viscosidade, formando um avental coluvial
Esta tese	25.115	-7,98	Heinrich 2	Global	Camada de silte argilo-arenoso com estrutura maciça e presença de grânulos	Fluxo de lama	Vertente de voçoroca no terço superior de encosta convexo-planar	Essa camada é oriunda de fluxos de lama de baixa energia provenientes do processo de erosão linear que formou as paleovoçorocas localizadas à montante do depósito. Espessos mantos de intemperismo foram produzidos durante o ciclo D-O que antecedeu a deposição. Esse material foi entalhado por fluxos concentrados, depositando o colúvio à jusante.
Lima (2015)	28.670	-7,77	Heinrich 3	Global	Camada de areia siltica de estrutura maciça	Sobreposição de fluxos de lama e fluxos de detrito	Rampa coluvial no setor de baixa encosta da Chapada do Araripe	O depósito foi formado por fluxos de lama intercalados por fluxos de detrito cuja matriz fina foi evacuada da paisagem pelos processos de erosão laminar, demonstrando uma pausa na sedimentação
	30.000	-7,95			Camada areno-siltosa com estrutura maciça e presença de grânulos na fração seixo	Sobreposição de fluxos de lama com alta energia	Topo suavemente plano de uma morfologia colinosa	Os processos envolvidos na formação do depósito se deram a partir de uma sobreposição de fluxos de lama com alta energia, cujas fácies areno-siltosas sugerem um retrabalhamento por processos de encosta
	30.120	-7,14			Camada de areia siltica de estrutura maciça	Fluxos de lama	Encosta com certa convexidade de colina dissecada	Apesar de não exibirem particularidades e/ou descontinuidades internas, as idades obtidas mostraram uma diferença discreta entre os fluxos, o depósito foi formado por uma sobreposição de fluxos de mesma propriedade litológica
	30.550	-7,64			Camada de areia siltica com presença de grânulos e estrutura maciça	Fluxos de lama	Encosta com certa convexidade de colina dissecada	Movimentos de massa sucessivos de alta energia e moderada viscosidade que incorporaram mantos de alteração e/ou depósitos que recobriam uma antiga superfície e foram retrabalhados ao longo da encosta
Bispo (2022)	35.770	-5,62	Heinrich 4	Global	Camada de areia siltica com presença de clastos e matacões dispersos no perfil	Corrida de detritos	Sopé da escarpa da Chapada do Araripe	Proveniente de corrida de detritos em decorrência de eventos de alta magnitude e baixa recorrência ao longo do Pleistoceno superior, em um contexto de elevação da temperatura global.
Lima (2015)	40.090	-6,91	Último Máximo Glacial	Global	Areia siltica com estrutura maciça e presença de grânulos	Fluxos de lama intercalados por fluxo de detrito	Colina alongada, suave e pouco convexa	O depósito foi formado por uma sucessão de fluxos de lama intercalada por um fluxo de detrito de alta energia e baixa viscosidade, formando um avental coluvial
	52.000	-5,56			Camada de areia siltica com presença de grânulos e estrutura maciça	Fluxos de lama	Encosta com certa convexidade de colina dissecada	Apesar de não exibirem particularidades e/ou descontinuidades internas, as idades obtidas mostraram uma diferença discreta entre os fluxos, o depósito foi formado por uma sobreposição de fluxos de mesma propriedade litológica
	53.850	-6,49			Camada de areia siltica com presença de grânulos e estrutura maciça	Fluxos de lama	Encosta com certa convexidade de colina dissecada	Apesar de não exibirem particularidades e/ou descontinuidades internas, as idades obtidas mostraram uma diferença discreta entre os fluxos, o depósito foi formado por uma sobreposição de fluxos de mesma propriedade litológica
	72.000	-5,7			Camada de areia siltica com estrutura maciça e clastos na fração grânulo e seixo	Sobreposição de fluxos de lama	Rampa coluvial na baixa encosta da Chapada do Araripe	O depósito foi formado por fluxos de lama intercalados por fluxos de detrito cuja matriz fina foi evacuada da paisagem pelos processos de erosão laminar, demonstrando uma pausa na sedimentação

Fonte: organizado pela autora. \*\*Datação realizada em Gleissolo Melânico Tb distrófico organossólico.

Figura 52. Mapa de cronocorrelação da dinâmica geomorfológica quaternária na área de estudo e entorno



Fonte: organizado pela autora.

A partir da interpretação do quadro e do mapa de cronocorrelação é possível discutir alguns elementos que atuam como pontos em comum e pontos de disjunção entre os depósitos de Lima (2015) e Bispo (2022) e os depósitos da área de estudo desta tese. Esses depósitos encontram-se no contexto geológico da Bacia Sedimentar do Araripe, geomorfologicamente nos setores de encosta da Chapada do Araripe e no complexo cristalino da Superfície Sertaneja semiárida cearense.

Tais contextos influenciaram e influenciam sobremaneira a morfodinâmica regional, atuando como elementos de disjunção geocronológica e estratigráfica entre os depósitos analisados que, a propósito, pertencem a três situações ambientais distintas que, em termos comparativos e correlativos, nos levam as seguintes conclusões:

1. Os depósitos de Lima (2015) e Bispo (2022) encontram-se nas encostas úmidas e subúmidas do setor de nordeste da Chapada do Araripe e exibem espessura e profundidades maiores, bem como camadas com idades mais antigas e uma riqueza maior de marcadores estratigráficos. Esses fatos apontam para uma morfodinâmica pretérita mais ativa influenciada pelo fator orográfico da Chapada, além de um maior aporte de material intemperizado disponível para remobilização e alimentação dos depósitos. A permanência dos colúvios na paisagem se deve a estabilização das encostas pela vegetação, controlando a morfogênese, que passou a atuar mais fortemente no entalhe linear fluvial, preservando os interflúvios.
2. Ainda no âmbito da Chapada do Araripe, opostamente aos colúvios tratados anteriormente, os depósitos desta tese e de Guerra (2019) são jovens e pouco espessos, e encontram-se sob regime climático semiárido, posicionados em cotas topográficas diferentes na encosta de uma mesma reentrância erosiva da chapada. O depósito P5 (Guerra, 2019) situa-se na cota 698 m e sua camada mais antiga data de 850 anos A.P.; já o depósito CEB-60 situa-se a 550 m e possui idade de 510 anos A.P., corroborando a interpretação de que os depósitos mais jovens estão nos setores mais baixos da paisagem em razão dos ciclos de retrabalhamento erosivos. Tais depósitos estão situados em setores com morfodinâmica moderadamente estável, com ocorrências pontuais de movimentos gravitacionais de massa do tipo queda de blocos. Por essa razão, os depósitos de tálus são mais comuns na área, pois a formação de colúvios dependeria da eficiência do intemperismo bioquímico e dos fluxos transportadores. As idades recentes apontam para uma morfodinâmica estável, mas que foi perturbada por inputs climáticos excepcionais.
3. Parte dos depósitos desta pesquisa estão situados no âmbito da Superfície Sertaneja, sobre o embasamento cristalino e sob regime pluviométrico semiárido. Tais depósitos também

são menos espessos e profundos, se comparados aos de Lima (2015) e Bispo (2022). Quanto às idades, algumas amostras possuem proximidade situando a constituição das camadas deposicionais sob o mesmo contexto paleoclimático como, por exemplo, no OCH ou no UMG, no entanto não foram constatadas correspondências quanto às idades absolutas.

Esse fato nos conduz à formulação de algumas hipóteses explicativas, como:

- a) Os eventos que desestabilizaram as encostas de nordeste da Chapada não tiveram o mesmo impacto sobre os outros setores;
- b) Os eventos podem ter tido o mesmo impacto, mas não havia material intemperizado para ser remobilizado, devido às particularidades relacionadas ao regime climático e arcabouço geológico;
- c) Os eventos tiveram o mesmo impacto e mantos de intemperismo foram remobilizados, mas foram posteriormente removidos da paisagem;
- d) Os eventos tiveram o mesmo impacto e mantos de intemperismo foram remobilizados, mas ainda não foram datados, devido à dimensão territorial das áreas de estudo citadas aqui e ao alto custo financeiro de pesquisas desta natureza.

Diante da investigação conduzida nesta tese e dentre as hipóteses elencadas, defende-se que os eventos pluviométricos que desestabilizaram as encostas de nordeste da Chapada não tiveram o mesmo impacto sobre os outros setores, dado o efeito orográfico da Chapada. Ainda que sim, a baixa disponibilidade de material intemperizado para remobilização seria um fator limitante à formação de colúvios nos ambientes de arcabouço cristalino.

Os pontos comuns que merecem destaque entre os depósitos investigados nesta tese e os depósitos de Lima (2015), Guerra (2019) e Bispo (2022), dizem respeito aos processos deposicionais que deram origem as camadas estratigráficas dos perfis, formadas majoritariamente por fluxos de lama de moderada a baixa energia, responsáveis pela deposição de sedimentos mais finos, e fluxos de detritos de moderada a alta energia, responsáveis pela deposição de cascalheiras e tálus.

Os eventos deposicionais foram majoritariamente desencadeados por inputs climáticos de alta magnitude e baixa recorrência associados às oscilações climáticas provocadas pelos ciclos Dansgaard-Oeschger, pelos eventos Heinrich e Younger Dryas, pelo Paleo ENOS/Oscilação Sul e pelas típicas torrentes pluviais convectivas que funcionam como gatilhos importantes para a morfodinâmica da região semiárida brasileira.

A intensa instabilidade climática com oscilações entre fases frias e quentes provocaram importantes alterações na dinâmica dos sistemas naturais terrestres, atingindo o balanço dos

processos pedogenéticos e morfogenéticos, uma vez que se refletiram na acentuação das perdas ou ganhos de matéria e energia nesses sistemas (NUNES; VILAS BOAS; SILVA, 2012).

Como um elemento altamente sensível e, ao mesmo tempo, um indicador dos níveis de estabilidade ecodinâmica da paisagem, a cobertura vegetal também sofreu alterações conforme as oscilações climáticas foram se impondo e, portanto, podem fornecer respostas quanto a dinâmica paleoambiental (SILVA, 2017; GUERRA, 2019). Muitos dos eventos deposicionais registrados na região ocorreram em momentos em que os inputs climáticos encontraram uma superfície desprotegida, pois a cobertura vegetal não havia ainda se recuperado das fases frias e secas antecessoras (BISPO, 2022).

## 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O semiárido brasileiro resguarda uma infinidade de registros paleoclimáticos, paleobiogeográfica, paleogeomorfológicas etc., que evidenciam o papel dos ciclos climáticos do Quaternário na (re)estruturação e modelagem das paisagens. Essa afirmativa se aplica a Bacia Hidrográfica do Rio Cariús, especialmente aos seus solos e sedimentos que funcionam como verdadeiros abrigos aos vestígios relacionados à dinâmica erosiva e deposicional quaternária, que figuraram como o objeto de investigação desta tese.

Diante dos dados obtidos, foi possível fazer inferências sobre a evolução geomorfológica da área de estudo nos últimos 26.000 anos. As datações revelaram um contexto morfogenético relativamente recente que remonta a história erosiva e deposicional do final do Pleistoceno Superior ao Holoceno, impulsionada pelas transições climáticas associadas aos eventos paleoclimáticos globais que, por influência de teleconexões, desencadearam mudanças no comportamento dos sistemas climáticos regionais e locais.

Assim, foi possível reconstituir cinco cenários da evolução geomorfológica na Bacia Hidrográfica da Rio Cariús, apresentados sinteticamente e retrospectivamente a seguir:

- O **1º Cenário** se deu entre 26.000 e 20.000 anos A.P., em que fluxos de lama de baixa a moderada energia envolvendo alta atividade hidrodinâmica desencadearam dois episódios de coluvionamento, há exatos 25.115 anos A.P. e 20.970 anos A.P. Tais processos foram movidos por pulsos climáticos torrenciais associados às transições repentinas dos ciclos DO e pelos eventos Heinrich 1 e 2.
- O **2º Cenário** se deu de 13.000 a 11.000 anos A.P., com a ocorrência de, pelo menos, dois episódios de coluvionamento em períodos diferentes, sendo um deles datado de 12.135 anos A.P. Sob a influência de eventos climáticos globais, como Younger Dryas, Deglaciação, fluxos de lama e de detritos de alta a moderada energia cinética movidos por torrentes pluviométricas atuaram no retrabalhamento erosivo dos hollows da encosta do Maciço de Quincuncá.
- No **3º Cenário**, de 6.000 a 5.000 anos A.P., foram registrados dois episódios deposicionais de materiais alúvio-coluviais com idades de 5.830 anos A.P. e 5.690 anos A.P, por processos erosivos e deposicionais de remobilização de sedimentos via conexão encosta-canal, em contexto de maior umidade nos sistemas pedoclimático e morfogenético, associado ao Ótimo Climático do Holoceno.

- O **4º Cenário** se deu entre 3.000 a 1.000 anos A.P., com o registro de um episódio deposicional de material alúvio-coluvial, datado de 2.710 anos A.P. Esse episódio documenta os ciclos de retrabalhamento erosivo dos sedimentos aprisionados nos hollows e rampas coluviais das encostas e das planícies aluviais, via conexão encosta-canal, promovidos pelos inputs climáticos de alta magnitude e baixa recorrência no contexto do fim do Ótimo Climático do Holoceno e da Consolidação da semiaridez no NE. Momento em que ocorreu uma maior desestabilização do sistema morfogenético pelos eventos associados aos ciclos do Paleo-ENOS/Oscilação Sul.
- O **5º Cenário** evolutivo trouxe a retrospectiva dos processos morfogenéticos dos últimos 1.000 anos, em um contexto climático global da Pequena Idade do Gelo. Nesta pesquisa, pelo menos dois episódios de coluvionamento foram identificados na formação do depósito CEB, mas apenas um foi datado, com idade de 510 anos A.P. O principal mecanismo de tensionamento do sistema morfogenético na área foram as chuvas torrenciais associadas aos ciclos ENOS/Oscilação Sul, que promoveram perturbações na dinâmica geomorfológica da BHRC.

No início desta tese, especificamente no item que trata da justificativa, foram elencados alguns questionamentos que funcionaram como guias no caminho de desafios e descobertas que foi trilhado ao longo da construção deste trabalho. Após a finalização dos resultados, retomam-se aqui esses questionamentos a fim respondê-los diretamente, com base nos dados e interpretações expostos no capítulo anterior.

**I. Quanto aos processos geomorfológicos responsáveis pela estruturação das feições deposicionais da área de estudo**, descobriu-se que a formação dos depósitos se deu a partir da ocorrência de fluxos de detrito, dando origem as camadas de fácies cascalhosa-arenosa, e fluxos de lama, relacionados a constituição das camadas de fácies siltosa-argilosa. Ambos os processos foram caracterizados pela alta atividade hidrodinâmica e pela moderada a alta energia cinética envolvida no transporte dos sedimentos. Aqui, destaca-se o papel do tratamento granulométrico e uso dos modelos estatísticos aliados à morfoestratigrafia na inferência dos processos morfogenéticos responsáveis pela formação dos depósitos<sup>9</sup>.

---

<sup>9</sup> Um quadro síntese dos resultados (Quadro 13) foi construído, a fim de facilitar a visualização e associação dos dados da geocronologia, morfoestratigrafia, sedimentologia, processos morfogenéticos e contexto paleoclimático (Apêndice I).

- II. Sobre as condições climáticas predominantes no período de formação dos depósitos,** dois depósitos foram estruturados no contexto de frio extremo do UMG, com destaque para o Colúvio Ladeira da Serra (CLS), estruturado durante a deglaciação (transição Pleistoceno-Holoceno) e sob o espectro do evento frio *Younger Dryas*. Já o depósito Colúvio Voçoroca dos Oitis (CVO) formou-se sob o espectro dos Ciclos Dansgaard-Oeschger e do evento frio Heinrich 2. Os outros três depósitos foram estruturados no Holoceno Médio e Superior, sob condições climáticas quentes e úmidas associadas ao Ótimo Climático do Holoceno, como o depósito Alúvio Cariutaba (AC), e quentes e secas, associadas à consolidação da semiaridez, como os depósitos Colúvio Entrada da Barra (CEB) e Alúvio Rio Cariús (ARC). Apesar da semiaridez, a morfodinâmica da área foi perturbada pelos inputs climáticos torrenciais associados ao ENOS/Oscilação Sul.
- III. Quanto ao papel dos inputs climáticos de alta magnitude e baixa recorrência na morfodinâmica quaternária da BHRC,** todos os episódios deposicionais registrados na área de estudo, foram desencadeados por eventos dessa natureza. Nesse sentido, é importante destacar dois pontos importantes: 1 – Os eventos pluviométricos extremos, chamados de inputs climáticos de alta magnitude e baixa recorrência, são considerados o principal mecanismo de tensionamento do sistema morfogenético do semiárido brasileiro e sua ocorrência vem sendo documentada por várias pesquisas no âmbito da Geomorfologia do Quaternário; 2 – O estado de equilíbrio dinâmico do sistema morfogenético é facilmente rompido em momentos de transição climática, especialmente quando abruptamente sucedidas (Ex.: Ciclos Dansgaard-Oeschger), fato amplamente observado ao longo do Quaternário. Diante disso, os inputs climáticos de alta magnitude e baixa recorrência figuraram e figuram um papel de destaque na morfodinâmica semiárida.
- IV. No que concerne à eficiência das metodologias e técnicas adotadas nesta pesquisa para a reconstituição da dinâmica e evolução da paisagem geomorfológica da bacia,** estas se mostraram satisfatoriamente adequadas à natureza da pesquisa e conseguiram dar o suporte necessário para o cumprimento dos objetivos delineados, contribuindo sobremaneira para a robustez dos resultados apresentados. A morfoestratigrafia dos perfis aliada à sedimentologia e à geocronologia, ofereceu um panorama amplo e aprofundado da dinâmica geomorfológica da BHRC, a partir da interpretação e do significado paleoambiental dos marcadores estratigráficos presentes na arquitetura dos perfis. Ademais, a associação das idades com as oscilações paleoclimáticas registradas pela

Curva de Vostok, forneceu respostas sobre o quadro paleoclimático e sua influência sobre a desestabilização do sistema morfogenético.

A partir do aporte teórico e metodológico dos trabalhos sucedidos em gabinete, laboratório e em campo, foi possível **confirmar a hipótese** norteadora deste trabalho, ratificando que a formação dos depósitos coluviais e alúvio-coluviais investigados se deu em um contexto paleoclimático de semiaridez, com ocorrência de chuvas torrenciais capazes de remobilizar grandes volumes de materiais inconsolidados de dimensões granulométricas variadas. Com destaque apenas para o depósito AC que se estruturou em um momento de reumidificação e elevação das temperaturas associado ao Ótimo Climático do Holoceno.

A associação dos resultados desta tese com os resultados obtidos nos trabalhos de Lima (2015), Guerra (2019) e Bispo (2022) na área de estudo e entorno, especificamente nas encostas da Chapada do Araripe, se mostrou pertinente, pois permitiu a visualização dos processos morfogenéticos e inputs climáticos responsáveis pela evolução da paisagem geomorfológica regional desde, pelo menos, os últimos 75.000 anos.

A fim de agregar dados de natureza diferentes e de atribuir mais robustez aos resultados desta tese, em trabalhos futuros podem ser aplicadas técnicas de micromorfologia de solos para entendimento da organização interna dos sedimentos e do seu estágio de maturidade geoquímica, ou mesmo de Difratometria de Raios-X para identificar o grau alteração geoquímica e pedogenético das frações de argila. Para obter respostas sobre a cobertura vegetal predominante em cada um dos cenários evolutivos, podem ser feitas de coleta e análise de assembleias fitolíticas ou análises polínicas.

Por fim, ressalta-se que, embora esta tese se encerre aqui, a pesquisa continuará em outros formatos com o compromisso de garantir uma cobertura maior de datações para toda a área da BHRC no sentido de reforçar o objetivo principal deste trabalho, aplicando também outras metodologias e técnicas de investigação e análise.

## REFERÊNCIAS

- ABREU, A. A. A teoria geomorfológica e sua edificação: análise crítica. **Rev. IG**, São Paulo. 4 (1/2), p. 5-23, 1983.
- \_\_\_\_\_. Aziz Nacib Ab'Saber: a natureza, a sociedade e a paisagem. **Revista Cultura e Extensão USP**, volume 7, 2012.
- AB'SABER, A. N. Conhecimento sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 6, n. 1, p. 39-48, 1957.
- \_\_\_\_\_. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**, São Paulo, n.18, p. 1-23, 1969.
- \_\_\_\_\_. Megageomorfolgia do território brasileiro. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.
- \_\_\_\_\_. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. 4ª ed., São Paulo: Ateliê Editorial, 2003.
- ADAMS, J.; MASLIN, M.; THOMAS, E. Sudden climatic transitions during the Quaternary. **Progress in Physical Geography**, vol. 23, p. 1-36, 1999.
- AMORIM, R. F. **Integração entre dinâmicas geomorfológicas multitemporais no Planalto Da Borborema, Semiárido do NE do Brasil**. 2015. Tese (Doutorado em Geografia). Recife: Universidade Federal de Pernambuco, 2015. 193 p.
- AMORIM, R. F.; CORRÊA, A. C. B.; MUTZENBERG, D.; MEIRA, D. A. Evolução holocênica das encostas da bacia do riacho Bruscas, Nordeste do Brasil. **Revista do Departamento de Geografia**. Vol. 39, p. 112-125, 2020.
- ARAÚJO FILHO, J. C.; CORREA, M. M.; PAIVA, A. Q.; COSTA, O. V. VALLADARES, G. S.; RIBEIRO, M. R.; SHAEFER, C. E. G. R. Semi-arid Soils of the Caatinga Biome of Northeastern Brazil. In: SHAEFER, C. E. G. R. **The soils of Brazil**. Switzerland: Springer Nature, 2023.
- ARRUDA, D.M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; CORRÊA, G.R.; RODRIGUES, P. M. S.; DUQUE-BRASIL, R.; FERREIRA JR, W. G. OLIVEIRA-FILHO, A. T. Landforms and soil attributes determine the vegetation structure in the Brazilian semiarid. **Folia Geobot**, 50, p. 175-84, 2015.
- ARRUDA, D. M.; SCHAEFER, C. E. G. R. Dinâmica climática e biogeográfica do Brasil no Último Máximo Glacial: o estado da arte. **Rev. Estudos Avançados**, 34 (98), 2020.
- ASSINE, M. L. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.22, n.3, p.289-300, São Paulo, 1992.
- \_\_\_\_\_. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.24, n.4, p.223-232, São Paulo, 1994.

\_\_\_\_\_. Bacia do Araripe. **Boletim Geociências Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 371-389, Rio de Janeiro, 2007.

ASSINE, M. L., PERINOTTO, J. A. J., CUSTÓDIO, M. A., NEUMANN, V. H. M. L., VAREJÃO, F. G., MESCOLOTTI, P. C. Sequências deposicionais do Andar Alagoas da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 22 (1), 3-28, 2014.

AULER, A. S.; SMART, P. L. Late Quaternary Paleoclimate in Semiarid Northeastern Brazil from U-Series Dating of Travertine and Water-Table Speleothems. **Quaternary Research**, 55, 159–167, 2001.

BACK, A. J.; LADWING, N. I.; SCHWALM, H.; MATOS, H.; PEREIRA, J. R. Características morfométricas da bacia hidrográfica relacionadas à erosão hídrica. In: POLETO, C. (org.). **Hidrossedimentologia**. 1ª ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2019.

BARROS, L. F. P.; SALGADO, A. A. R. Geocronologia aplicada a análise dos sedimentos fluviais. In: MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. (org.) **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020.

BASTOS, F. H.; CORDEIRO, A. M. N. **Fatores naturais na evolução das paisagens no semiárido brasileiro**: uma abordagem geral. Revista Geonorte. Edição especial, v.2, n.4, p. 464-476, 2012.

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

BENDER, M. L. **Paleoclimate**. United Kingdom: Princeton University, 2013.

BIERMAN, P. R.; MONTGOMERY, D. R. **Key concepts in Geomorphology**. W. H. Freeman and Company Publishers, 2013. 532 p.

BIGARELLA, J. J. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométricas pelo método do Carbono 14. **Paleoclimas**. São Paulo, 1971.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. Pediplanos, Pedimentos e seus Depósitos Correlativos no Brasil. **Espaço Aberto**, PPGG – UFRJ, V. 6, N.2, p. 165-196, 2016.

BISPO, C. O. **Escala atual e pretérita na análise de escorregamentos translacionais**: modelos matemáticos e dinâmicas quaternárias na face oriental da Chapada do Araripe, Nordeste do Brasil. 2022. Tese (Doutorado em Geografia). Recife: Universidade Federal de Pernambuco, 2022. 192 p.

BOTELHO, R. G. M.; SILVA, A. S. Bacia Hidrográfica e Qualidade Ambiental. In: VITTE, A. C.; GUERRA, A. J. T. (org.). **Reflexões sobre a Geografia Física no Brasil**. 7ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2014.

BRADLEY, R. S. **Paleoclimatology**: reconstructing climates of the Quaternary. 2<sup>a</sup> Edition. London: Elsevier, 1999.

BRANDÃO, R. L. **Sistema de informações para gestão e administração territorial da Região Metropolitana de Fortaleza**. Projeto SINFOR: Diagnóstico Geoambiental e os Principais Problemas de Ocupação do Meio Físico da Região Metropolitana de Fortaleza. Fortaleza: CPRM, 1998.

BRASIL. Ministério de Minas e Energia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Mapa Geodiversidade do Estado do Ceará, escala 1:750.000**. Fortaleza: CPRM, 2014.

BRUSNSDEN, D. Geomorphological events and landform change. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 40, p. 273-288, 1996.

CAMACHO, C. R. **A influência da estruturação geológica sobre o fluxo das águas subterrâneas no Vale do Cariri - Bacia Sedimentar do Araripe - Ceará - Brasil**. 2016. Dissertação (Mestrado em Geologia). Fortaleza: Universidade Federal do Ceará, 2016. 133 p.

CAMACHO, C. R.; SOUSA, F. R. F. R. O. O arcabouço estrutural da Bacia Sedimentar do Araripe, Província Borborema, baseado em dados aeromagnetométricos. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v.17, n.3, p. 14-161, 2017.

CALDERANO, S. B.; DUARTE, M. N.; GREGORIS, G. Análise mineralógica das frações argila e silte por Difratometria de Raios-x. In: TEIXEIRA, et al. (Editores Técnicos). **Manual de métodos de análise de solo**. 3<sup>a</sup> Ed. Revista e ampliada. Brasília, DF: Embrapa, 2017.

CARNEIRO, C. D. R; FREITAS, G. B. F; FRANCO, L. M.; GONÇALVES, P. M. A Pequena Idade do Gelo: evidências históricas e geológicas de mudança climática. **Geonomos**, 28 (1), p. 47-63, 2020.

CASSETI, V. **Ambiente e apropriação do relevo**. São Paulo: Editora Contexto, 1<sup>a</sup> Ed., 1991.

\_\_\_\_\_. **Geomorfologia**. [S. I.], 2005.

CAVALCANTE, D. R.; BASTOS, F. H. Formas cársticas no semiárido cearense: o caso do município de Tejuçuoca. **Anais do XI Simpósio Brasileiro de Geomorfologia**. Maringá: UEM, 2016.

CAVALCANTI, L. C. S. **Cartografia de paisagens: fundamentos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2014.

\_\_\_\_\_. Geossistemas do Semiárido Brasileiro: Considerações Iniciais. **Cadernos de Geografia**, v. 26, número especial 2, 2016.

\_\_\_\_\_. Geossistemas de Curaçá, Bahia. **Revista Clio Arqueológica**, v. 32, n. 3, p. 61-87, 2017.

CAVALCANTI, L. C. S.; CORRÊA, A. C. B. Geossistemas e Geografia Física no Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 61, n. 2, p. 3-33, 2016.

CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. 1ª Ed., Nova York: Routledge, 2008, 275 p.

CHORLEY, R. J. Geomorphology and general systems theory. **Geological professional paper**. Washington, D. C., 1962.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2ª Ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1980.

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

\_\_\_\_\_. O desenvolvimento teórico-analítico em Geomorfologia: do ciclo de erosão aos sistemas dissipativos. **Geografia**, 14 (28), p. 15-30, 1989.

CLAUDINO-SALES, V. Geografia, sistemas e análise ambiental. **GEOUSP - Espaço e Tempo**, São Paulo, Nº 16, p. 125-141, 2004.

\_\_\_\_\_. **Megageomorfologia do Estado do Ceará**: história da paisagem geomorfológica. Novas Edições Geográficas, 2016.

\_\_\_\_\_. Megageomorfologia do nordeste setentrional brasileiro. **Revista de Geografia (Recife)**. Especial XII SINAGEO, v. 35, n. 4, p. 442-454, 2018.

CLIFFORD, N. Physical Geography. In: GREGORY, D.; JOHNSTON, R.; PRATT, G.; WATTS, M.; WHATMORE, S. **The dictionary of human geography**. 5<sup>th</sup> Edition. United Kingdom: Blackwell, 2009.

CORDEIRO, A. M. N. **Morfoestrutura e morfopedologia da Serra do Quincuncá e entorno, Ceará, Brasil**. 2017. Tese (Doutorado em Geografia). Fortaleza: Universidade Estadual do Ceará - UECE, 2017.

CORDEIRO, A. M. N.; BASTOS, F. H.; MAIA, R. P. Formações concrecionárias e aspectos geomorfológicos do Maciço do Quincuncá, Nordeste do Brasil. **Revista de Geografia (Recife)**. Especial XII SINAGEO, v. 35, n. 4, p. 68-82, 2018.

CORRÊA, A. C. B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. 2001. Tese (Doutorado em Geografia). Rio Claro: Universidade Estadual Paulista – campus Júlio de Mesquita Filho, 2001. 386 p.

\_\_\_\_\_. A geografia física: uma pequena revisão de seus enfoques. **RIOS**, Paulo Afonso/BA, ano 1, nº 1, p. 170-180, 2005.

CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; CAVALCANTI, L. C. S.; LIRA, D. R. Megageomorfologia e morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, 31 (1/2), 35-52, 2010.

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: **Degradação**

**dos solos no Brasil.** GUERRA, A. J. T.; JORGE, M. C. O. (Org). 1ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2014.

CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; LIRA, D. R.; MUTZENBERG, D. S.; CAVALCANTI, L. C. S. The Semi-arid 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.

COUTINHO, L. M. **Biomias brasileiros.** São Paulo: Oficina de Textos, 2016.

CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. Degradação ambiental. In: **Geomorfologia e Meio Ambiente.** GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996.

CUNHA, S. B. Geomorfologia fluvial. In: **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos.** GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). 1ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994.

DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. **The Geographical Journal**, Vol. 14, No. 5, p. 481-504, 1899.

DIAS, J. A. **Análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos.** E-book (versão preliminar), 94 p., 2004.

DRESCH, J. Pedimentos, “Glacis” de erosão, pediplanícies e pedimentos. **Notícia Geomorfológica**, 9/10, p. 1-15, 1962.

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.

FAMBRINI, G. L.; SILVESTRE, D. C.; BARRETO JÚNIOR, A. M.; SILVA-FILHO, W. F. Estratigrafia da Bacia do Araripe: estado da arte, revisão crítica e resultados novos. **Geologia USP, Série científica**, v. 20, n. 4, p. 16-212, 2020

FARMER, G. T.; COOK, J. **Climate Change Science: a modern synthesis.** Volume 1-The physical climate. New York: Springer, 2013.

FAUTH, G.; KERN, H. P.; VILLEGAS-MARTÍN, J.; MOTA, M. A. L.; SANTOS FILHO, M. A. B.; CATHARINA, A. S.; LEANDRO, L. M.; LUFT-SOUZA, F.; STROHSCHOEN JÚNIOR, O.; NAUTER-ALVES, A.; TUNGO, E. J. F.; BRUNO, M. D. R.; CEOLIN, D.; BAECKER-FAUTH, S.; BOM, M. H. H.; LIMA, F. H. O.; SANTOS, A.; ASSINE, M. L. Early Aptian marine incursions in the interior of northeastern Brazil following the Gondwana breakup. **Nature - Scientific Reports**, 13, 6728, 2023.

FÁVERA, J. C. D. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: **XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia.** Rio de Janeiro, Anais, 489-501, 1984.

FIERZ, M. M. A teoria do equilíbrio dinâmico em geomorfologia. **Geosp – Espaço e Tempo** (Online), v. 19, n. 3, p. 605-629, 2016.

FIGUEIRÓ, A. S. **Biogeografia: dinâmicas e transformações da natureza**. São Paulo: Oficina de Textos, 2015.

FLORENZANO, T. G. Introdução a Geomorfologia. In: FLORENZANO, T. G. (Org.) **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais.**, São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FONSÊCA, D. N. F.; SILVA, A. C.; BARROS, A. C. M; SILVA, G. C. B.; SILVA, O. G. Mapeamento morfodinâmico como suporte à análise de processos de degradação em áreas do município de Cabrobó – Pernambuco. **Revista da Casa da Geografia de Sobral**, Sobral/CE, v. 19, n. 2, p. 92-107, 2017.

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.

FRYE, J. C.; WILLMAN, H. B. Morphostratigraphic units in Pleistocene stratigraphy. **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**. 46, p. 112–113, 1962.

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

FUNCEME. Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. **Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos da Mesorregião do Sul Cearense**. MAPAS. Fortaleza, 2012a. 98p.

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

GÓIS, L. S. S. CORRÊA, A. C. B.; FALCÃO, N. A. M.; MONTEIRO, K. A. Caracterização sedimentológica dos colúvios do maciço de mata grande – AL: uma comparação entre brejos de altitude do Nordeste do Brasil. **Revista de Geociências do Nordeste**. v.7, n. 1, p.1-12, 2021.

GOUDIE, A. S. Anthropogeomorphology. In: GOUDIE, A. S. (Ed.). **Encyclopedia of Geomorphology**. Volume 1, London and New York: Routledge, 2006.

\_\_\_\_\_. Geomorphology: Its early history. In: GREGORY, K. J.; GOUDIE, A. (Edt.) **Geomorphology**. London: SAGE publications Ltd, 2011.

GRAHAM, J. Collection and analysis of field data. In: TUCKER, M. **Techniques in Sedimentology**. London: Blackwell, 1988.

GREGORY, K. J. **A natureza da Geografia Física**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1992.

GREGORY, K. J.; LEWIN, J. **The Basics of Geomorphology: key concepts**. First Edition. California: SAGE Publications, 2014.

GUATARRI, F. **As três ecologias**. 21ª Ed. Campinas - SP: Papyrus, 2012.

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

GUERRA, M. D. F.; SOUZA, M. J. N.; SILVA, E. V. Veredas da Chapada do Araripe: subespaços de exceção no semiárido do estado do Ceará, Brasil. **Ateliê Geográfico**. v. 14, n. 2, p. 51-66, 2020.

GUERRA, M. D. F.; SOUZA, J. J. L. L.; SCHAEFER, C. E. G. R.; SOUZA, M. J. N. Remnant wetlands under palm swamps in the Araripe Plateau, Brazilian semiarid. **Catena**, 226, 2023.

GURGEL, S. P. P. **Evolução morfotectônica do maciço estrutural do Pereiro, Província Borborema**. 2012. Tese (Doutorado em Geodinâmica). Natal: Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2012.

GUTIÉRREZ, M. **Climatic Geomorphology**. Elsevier Science & Technology, 2005.

\_\_\_\_\_. **Geomorphology**. Boca Raton: CRC Press Taylor & Francis Group, 2013.

HACK, J. T. Interpretation of Erosional Topography in Humid Temperate Regions. **American Journal Science**, 258, p. 80-97, 1960.

HARDY, R.; TUCKER, M. X-ray powder diffraction of sediments. In: TUCKER, M. **Techniques in Sedimentology**. London: Blackwell, 1988.

HARVEY, A. M.; MATHER, A. E.; SOTKES, M. Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics - introduction. A review of alluvial-fan research. In: HARVEY, A. M.; MATHER, A. E.; SOTKES, M. (Eds.). **Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics**. London: The Geological Society, 2005.

HARVEY, A. Badland. In: GOUDIE, A. S. (Ed.). **Encyclopedia of Geomorphology**. Volume 1, London and New York: Routledge, 2006.

HEAD, M. J.; GIBBARD, P.; SALVADOR, A. The Quaternary: its character and definition. **Episodes: Journal of International Science**. 31 (2): 234-238, 2008.

HUGGETT, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. Second Edition, London and New York: Routledge, 2007. 483p.

\_\_\_\_\_. **Fundamentals of Geomorphology**. Third Edition. London and New York: Routledge, 2011. 533p.

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

HUNTLEY, D. J.; GODFREY-SMITH, D. I.; THEWALT, M. L. W. Optical dating of sediments. **Nature**. Vol. 313, p. 105-107, 1985.

IBGE. **Manual técnico de geomorfologia**. 2ª ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009.

\_\_\_\_\_. **Diagnóstico ambiental da bacia do Rio Jaguaribe**: diretrizes gerais para a ordenação territorial. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatístico. 1ª Divisão De Geociências do Nordeste - DIGEO 1/NE.1: Salvador, 1999.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; SOUZA, R. A. F.; GARCIA, S. R.; CALHEIROS, A. J. P. El Niño e La Niña nos últimos 30 anos: diferentes tipos. **Climanálise** (São José dos Campos), v. 4, p. 7-12, 2016.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. Ano XVIII, nº 2, p. 147-265, 1956.

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

KRENAK, A. **Futuro Ancestral**. 1ª Ed. São Paulo: Companhia das Letras, 2022.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial processes in Geomorphology**. Second Edition. New York: Dover Publications, Inc., 2020. 522 p.

LEWIS, D. W.; McCONCHIE, D. **Analytical Sedimentology**. Dordrecht: Springer Science Business Media, 1994.

LIBERMAN, B.; GORDON, E. **Climate change in human history: prehistory to the present**. London: Bloomsbury Academic, 2018.

LIMA, E. M.; CORRÊA, A. C. B.; FONSÊCA, D. N. Dinâmica geomorfológica quaternária da cimeira estrutural Pernambuco-Alagoas, Planalto da Borborema. **Revista do Departamento de Geografia**. Vol. 31, p. 142-155, 2016.

LIMA, G. R.; LISTO, D. G. S.; ARRUDA, I. R. P. Análise dos depósitos de colúvio na Serra dos Cavalos – Caruaru / Pernambuco. **Revista de Geociências do Nordeste**. v.7, n. 2, p.1-10, 2021.

LIMA, K. C.; LUPINACCI, C. M. Significado de depósitos aluviais holocênicos em ambiente semiárido: estudo de caso na Depressão Sertaneja da Bahia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 20, nº 4, p. 841-860, 2019.

LIMA, F. J. **Evolução geomorfológica e reconstrução paleoambiental do setor subúmido do Planalto Sedimentar do Araripe**: um estudo a partir dos depósitos colúviais localizados nos municípios de Crato e Barbalha – Ceará. 2015. Tese (Doutorado em Geografia). Recife: Universidade Federal de Pernambuco, 2015. 193 p.

LISTO, D. G. S.; BALDER, R. F. T. M.; CORRÊA, A. C. B.; RAMOS, D. A. M. C.; CALEGARI, M. R. Weathering pits as a geochronometer of environmental changes in the State of Pernambuco, Northeastern Brazil. **Quaternary International**, 649, p. 58-71, 2023.

LOBO, H. R. C.; MABESOONE, J. B. Pedologia geológica das áreas de ocorrência do intemperismo cenozoico no Nordeste oriental: 1. Interpretação morfo-geológica de perfis de solo. In: **Estudos Geológicos**, série B: estudos e pesquisas, v. 6/7, p. 17-39. Recife: UFPE, 1984.

MABESOONE, J. B. Ambiente semiárido do nordeste brasileiro: 2. As capas de intemperismo. In: **Estudos Geológicos**, série B: estudos e pesquisas, v. 6/7, p. 7-15. Recife: UFPE, 1984.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, n.3, p.37-46, 2011.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional brasileiro. **Mercator**, v. 13, n. 1, p. 127-141, 2014a.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. **Tópicos de Geomorfologia Estrutural**: Nordeste brasileiro. Fortaleza: Edições UFC, 2014b. 124 p.

MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M. A. L. Relevos graníticos do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia** (online), São Paulo, v.19, n.2, (abr-jun) p.373-389, 2018.

MARQUES, J. S. Ciência Geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia**: uma atualização de bases e conceitos. 1ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P. Depósitos fluviais e feições deposicionais. In: **Hidrogeomorfologia**: formas, processos e registros sedimentares fluviais. MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. (org.). 1ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P. COTA, G. E. M. Morfodinâmica fluvial. In: **Hidrogeomorfologia**: formas, processos e registros sedimentares fluviais. MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; BARROS, L. F. (org.). 1ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020.

MARCOTT, S. A.; SHAKUN, J. D.; CLARK, P. U.; MIX, A. C. A Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years. **Science** 339, p. 1198–1201, 2013.

MASLIN, M. **Climate change**: a very short introduction. 4th Edition. United Kingdom: Oxford, 2021.

MCMANUS, J. Grain size determination and interpretation. In: TUCKER, M. **Techniques in Sedimentology**. London: Blackwell, 1988.

MELO, M. L. D.; MARENGO, J. A. Simulações do clima do Holoceno Médio na América do Sul com o modelo de circulação geral da atmosfera do CPTEC. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 2, p. 191-205, 2008.

- MELO, R. F. T. **Evolução geomorfológica em bases paleoclimáticas do maciço estrutural de Água Branca – AL**. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2019.
- MELO, R. F. T.; SILVA, D. G.; CORRÊA, A. C. B.; LIMA, G. R.; SANTOS, L. F. L.; DIAS, M. S. Análise geomorfológica e sedimentológica do leque Malaquias, maciço de Água Branca, Água Branca – AL. **Anais do XI SINAGEO**, Maringá: UEM, 2016.
- MELO, R. F. T.; RAMOS, D. A. M. C.; SILVA, D. G.; CORRÊA, A. C. B.; Aplicação da micromorfologia de solos como ferramenta para a reconstrução paleoambiental na Serra de Água Branca – AL. **Revista Geonorte**. Edição Especial 4, V. 10, N. 4, p. 26 - 31, 2014.
- MENEGHETI, G. T.; FERREIRA, N. J. Variabilidade sazonal e interanual da precipitação no Nordeste Brasileiro. **Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Natal, Brasil, INPE, p. 1685-1689, 2009.
- MORAGAS, W. M. **Análise dos sistemas ambientais do Alto Rio Claro- SW/Goiás: Contribuição ao Planejamento e Gestão. Manejo Geoambiental**. Tese (Doutorado em Geografia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro: UNESP, 2005.
- MORALES, N.; ASSINE, M. L. 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. (Eds.). **Landscapes and Landforms of Brazil**. World Geomorphological Landscapes. Springer Netherlands, p. 231-242, 2015.
- MOURA, J. R. S. Geomorfologia do Quaternário. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 1ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994.
- MOURA, J. R. S. Complexo de rampas de colúvio. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Orgs.). **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.
- MOURA, M. S. B.; SOBRINHO, J. E.; SILVA, T. G. F.; SOUZA, W. M. Aspectos meteorológicos do semiárido brasileiro. In: XIMENES, L. F.; SILVA, M. S. L.; BRITO, L. T. L. (Ed). **Tecnologias de convivência com o Semiárido brasileiro**. Fortaleza: Banco do Nordeste do Brasil, p. 85-104, 2019.
- NEVES, C. E. A teoria do geossistema e a geografia física. In: **Teorias na Geografia: avaliação crítica do pensamento geográfico**. SPOSITO, E. S; CLAUDINO, G. S (Org.). Rio de Janeiro: Consequência Editora, p. 519-550, 2020.
- NÓBREGA, R. S.; SANTIAGO, G. A. F.; SOARES, D. B. Tendências do controle climático oceânico sob a variabilidade temporal da precipitação no nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, ano 12, vol. 18, p. 276-292, 2016.
- NUNES, F. C.; VILAS BOAS, G. S.; SILVA, E. F. **Mudanças climáticas e seus reflexos na paisagem do quaternário: primeiras reflexões**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2012. 24 p.
- OLIVEIRA, M. A. T; SANTOS, J. C. GPR stratigraphy and quaternary morphogenesis in the semiarid Brazil. **Mercator**, Fortaleza, v.18, p. 1-22, 2019.

OLIVEIRA, M. J.; CARNEIRO, C. D. R.; VECCHIA, F. A. S.; BAPTISTA, G. M. M. Ciclos climáticos e causas naturais das mudanças do clima. **Terrae Didactica**, 13-3, 2017

OLIVEIRA, P. C. A.; RODRIGUES, S. C.; Cartografia do relevo: um estudo aplicado na região oeste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia** - Ano 8, nº 2, 2007.

OLIVEIRA, P. E.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: The fossil dunes of the middle São Francisco River. **Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology**, 152: 319-337, 1999.

PASSOS, E.; BIGARELLA, J. J. Superfícies de erosão. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

PELECH, A. S. Classificações geomorfológicas de rios: uma breve discussão teórica. **William Morris Davis - Revista de Geomorfologia**, v. 2, n. 2, p. 1-27, 2021.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. 2ª Edição. Rio de Janeiro: IBGE, 1978.

PETIT, J. R.; JOUZEL, J.; RAYNAUD, D.; BARKOV N. I.; BARNOLA, J. M.; BASILE, I.; BENDER, M.; CHAPPELLAZ, J.; DAVIS, M.; DELAYGUE, G.; DELMOTTE, M.; KOTLYAKOV, V. M.; LEGRAND, M.; LIPENKOV, V. Y.; LORIUS, C.; PÉIN, L.; RITZ, C.; SALTZMANK, E.; STIEVENARD, M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. **Nature**, Vol. 399, 3 June, p. 429-436, 1999.

PRADO, D. E. As Caatingas da América do Sul. In: LEAL, I; TABARELLI, M.; SILVA, J. M. C. (Ed.). **Ecologia e Conservação da Caatinga**. Recife: Editora Universitária da UFPE, 2003. 822 p.

PREUSSER, F.; DEGERING, D.; FUCHS, M.; HILGERS, A.; KADEREIT, A.; KLASSEN, N.; KRBETSCHKE, M.; RICHTER, D.; SPENCER J. Q. G. Luminescence dating: basics, methods and applications. **Quaternary Science Journal**. p. 95-149, 2008.

PROJETO MAPBIOMAS. **Coleção 7 da Série Anual de Mapas de Cobertura e Uso de Solo do Brasil**. Acessado em 18/07/2023. Disponível em: [https://storage.googleapis.com/mapbiomas-public/brasil/collection-7/1/clu/coverage/brasil\\_coverage\\_2021.tif](https://storage.googleapis.com/mapbiomas-public/brasil/collection-7/1/clu/coverage/brasil_coverage_2021.tif)

RAMOS, D. A. M. C.; MELO, R. F. T.; SILVA, D. G.; CORRÊA, A. C. B. Aplicação da abordagem morfoestratigráfica nos depósitos de encosta da bacia do riacho Piancozinho (Pernambuco/Paraíba). **Revista Geonorte**. Edição Especial 4, v. 10, n. 4, p. 26 - 31, 2014.

RIBEIRO, S. C.; MARÇAL, M. S.; CORRÊA, A. C. B. Geomorfologia de áreas semi-áridas: uma contribuição ao estudo dos sertões nordestinos. **Revista de Geografia**. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. 27, n. 1, p. 120-137, 2010.

RIBEIRO, S. C.; LIMA, F. J. CORRÊA, A. C. B. Depósitos de encostas em regiões tropicais: uma abordagem sobre a formação de colúvios. **Revista Geonorte**. Edição Especial, V. 2, N. 4, p. 334 – 342, 2012.

RODRIGUES, C. A Teoria Geossistêmica e suas contribuições aos estudos geográficos e ambientais. **Revista do Departamento de Geografia**, n. 14. USP, São Paulo, 2001.

RUBIRA, F. G.; BARREIROS, A. M.; VILLELA, F. N. J.; PEREZ FILHO, A. Sistemas pedogeomorfológicos na interpretação da evolução de paisagens quaternárias em climas tropicais úmidos. **Mercator**, Fortaleza, v. 18, p. 1-17, 2019.

SALA, M.; BATALLA, R. J. **Teoría e Métodos en Geografía Física**. Madrid: Editora Síntesis, 1999.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **História ecológica da Terra**. 2ª Ed. São Paulo: Blucher, 1994.

\_\_\_\_\_. **Crítérios e técnicas para o Quaternário**. 1ª Ed. São Paulo: Blucher, 2007.

SALLUM, A. E. M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; HEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A. M. F. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Revista Brasileira de Geociências**. V. 37, n. 2, p. 402-413, 2007.

SANT'ANNA NETO, J. L.; NERY, J. T. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e seus impactos regionais. In: **Quaternário do Brasil**. CELIA, R. G. S.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Org.). 1ª ed. Ribeirão Preto: Holos Editora, p. 28-51, 2005. 328 p.

SAWAKUCHI, A. O.; GIANNINI, P. C. F. Complexidade em sistemas deposicionais. **Revista Brasileira de Geociências**. volume 36 (2), 2006.

SILVA, C. P. A; AMARAL, R. F.; ARAÚJO, P. V. N. Granulometria e morfometria de sedimentos superficiais costeiros: o complexo de lagoas interdunares da APA Jenipabu, Rio Grande do Norte, Brasil. **HOLOS**, Ano 36, v.2, p. 1-18, 2020.

SILVA, D. G. **Evolução Paleoambiental dos Depósitos de Tanques em Fazenda, Município de Brejo da Madre de Deus, Pernambuco**. 2007. Dissertação (Mestrado em Geografia). Recife: Universidade Federal de Pernambuco, 2007. 155p.

\_\_\_\_\_. **Reconstrução da Dinâmica Geomorfológica do Semiárido Brasileiro no Quaternário Superior a Partir de Uma Abordagem Multiproxy**. 2013. Tese (Doutorado em Geografia). Recife: Universidade Federal de Pernambuco, 2013. 277p.

SILVA, D. G.; CORRÊA, A. C. B. Evolução paleoambiental dos depósitos de tanques em Fazenda Nova, Pernambuco – Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 2, n. 2, p. 43-56, 2009.

SILVA, D. G.; CORRÊA, A. C. B.; AMORIM, R. F. Caracterização morfológica e dinâmica ambiental das marmitas de dissolução (weathering pit) no distrito de Fazenda Nova,

Pernambuco – Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 18, nº 2, p. 349-362, 2017.

SILVA, M. L. G. **Evolução da paisagem geomorfológica no semiárido alagoano a partir do estudo dos modelados de acumulação e denudação do Município de Água Branca – AL**. 2019. Dissertação (Mestrado em Geografia). Recife: Universidade Federal de Pernambuco, 2019. 107 p.

SILVA, R. R. **Fitólitos em depósitos de colúvio no Quaternário superior na face nordeste da Bacia Sedimentar do Araripe/CE: significado paleoambiental**. 2016. Dissertação (Mestrado em Geografia). Recife: Universidade Federal de Pernambuco, 2016. 101 p.

SNYTKO, V. A.; SEMENOV, Y. M. The study of geosystem structure, development and functioning in Siberia. Irkutsk: **V. B. Sochava Institute of Geography**, Siberian Branch of RAS, p. 141-150, 2008.

SOCHAVA, V. B. O estudo de geossistemas. In: **Métodos em questão**. São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, p. 1-50, 1977.

SOMMÉ, J. Enregistrements: reponses des environnements sedimentaires et stratigraphie du Quaternaire – exemples D Achenhéim (Alsace) et de La Grande Pile (Vosges). **Quaternaire**, v. 1, n. 1, p. 25-32, 1990.

SOUSA, S. G.; LIMA, E. M. SILVA, J. F. G. LISTO, D. G. S.; LISTO, F. L. R. O papel da escala espacial e temporal na análise de processos geomorfológicos: exemplos e aplicações. **Revista de Geografia (Recife)**, V. 36, No. 2, p. 168-180, 2019.

SOUSA, S. G. **Mapeamento de geossistemas no município de Farias Brito/CE**. 2019. Dissertação (Mestrado em Geografia). Recife: Universidade Federal de Pernambuco, 2019. 104 p.

STOKES, S. Luminescence dating applications in geomorphological research. **Geomorphology**. 29, p. 153–171, 1999.

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

TAVARES, B. A. C. **Evolução morfotectônica dos pedimentos embutidos no planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. 2015. Tese (Doutorado em Geografia). Recife: Universidade Federal do Pernambuco, 2015. 251 p.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. Chichester: John Wiley & Sons, 1994. 488 p.

TRICART, J. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: Fundação IBGE, 1977.

TWIDALE, C. R.; LAGEAT, Y. Climatic Geomorphology: a critique. **Progress and Physical Geography**, 18, 3, p. 319-334, 1994.

VILES, H. A. Biogeomorphology. In: GOUDIE, A. S. (Ed.). **Encyclopedia of Geomorphology**. Volume 1, London and New York: Routledge, 2006.

VITTE, A. C. Considerações sobre a teoria da etchplanação e sua aplicação nos estudos das formas de relevo nas regiões tropicais quentes e úmidas. **Terra Livre**, n. 16, p. 11-24, 2001.

\_\_\_\_\_. Etchplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos. **Revista do Departamento de Geografia**, nº 16, p. 105-118, 2005.

\_\_\_\_\_. O desenvolvimento do conceito de paisagem e a sua inserção na geografia física. **Mercator**, ano 06, n. 11, p. 71-78, 2007.

\_\_\_\_\_. Da caixa de pandora a teia do cosmos: uma contribuição ao debate sobre a reestruturação da geografia física. In: **Diálogos em Geografia Física**. FIGUEIRÓ, A. S.; FOLETO, E. M. (Org.). Santa Maria: Editora UFMS, 2011a.

\_\_\_\_\_. A construção da geomorfologia no Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, nº 3, p. 91-108, 2011b.

WANDERLEY, L. S. A.; SANTOS, C. L.; SILVA, O. G.; Resgate de estudos paleoambientais sobre o quaternário tardio no semiárido brasileiro. **William Morris Davis - Revista de Geomorfologia**, v. 1, n. 2, p. 166-180, 202.

WANG, X.; 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**, vol. 432-9, 2004.

WARREN, L. V.; ANDRADE, A. S. M.; VAREJÃO, F. G.; PROMENZIO, P.; SANTOS, M. G. M.; ALESSANDRETTI, L.; ASSINE, M. L. Sedimentary evolution of distributive fluvial systems within intraplate tectonic active basins: Case study of the Early Cretaceous Araripina Formation (Araripe Basin, NE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, 111, 2021.

WHITE, K. Glacis D'érosion. In: GOUDIE, A. S. (Ed.). **Encyclopedia of Geomorphology**. Volume 1, London and New York: Routledge, 2006.

WOODWARD, J. **The ice age**: a very short introduction. United Kingdom: Oxford, 2014. 163 p.

ZANELLA, M. E. Considerações sobre o clima do semiárido. **Caderno Prudentino de Geografia**, n. 36, Volume Especial, p. 126-142, 2014.

**APÊNDICE**

## APÊNDICE I - QUADRO SÍNTESE DOS RESULTADOS

Quadro 13. Quadro síntese dos resultados

PERFIL	AMOS-TRAS	IDADES	MORFOESTRATIGRAFIA		SEDIMENTOLOGIA								PROCESSO	CONTEXTO PALEOCLIMÁTICO
			Morfologia	Litofácies	Classe Textural	Grau de Seleção	Curtose	Grau de Assimetria	Direção do Fluxo	Hidro-dinâmica	Morfometria	Minerais		
CEB	CEB-60	510	Terço inferior de Rampa Coluvial da Chapada do Araripe	Areia Siltica	Silte grosso	Muito pobremente selecionada	Muito platicúrtica	Muito positiva	Unidirecional	Alta	Grãos esféricos e sub angulares	Quartzo e Óxidos de Ferro	Corrida de lama de moderada a alta energia provenientes da base da Escarpa Erosiva da Chapada do Araripe	Pequena Idade do Gelo; Ciclos do fenômeno ENOS/Oscilação Sul
ARC	ARC-120	820	Planície Fluvial do Rio Cariús (alto curso)	Areia Siltica	Silte médio	Muito pobremente selecionada	Muito platicúrtica	Muito negativa	Bidirecional	Alta	Grãos esféricos e sub angulares	Quartzo, Óxidos de Ferro, Feldspato, Calcita e Hornblenda	Corrida de lama de baixa a moderada energia provenientes da própria dinâmica fluvial e dos fluxos de encosta.	Fim do Ótimo Climático do Holoceno; Ciclos do Paleo ENOS/Oscilação Sul; Consolidação da semiaridez no Nordeste brasileiro
	ARC-80	2.710		Silte arenoso	Silte fino		Extremamente leptocúrtica			Muito Alta				
AC	AC-43	5.690	Planície Fluvial do Rio Cariús (médio curso)	Areia siltica	Silte grosso	Muito pobremente selecionada	Muito platicúrtica	Muito positiva	Unidirecional	Alta	Grãos esféricos, sub angulares e angulares	Quartzo, Óxidos de Ferro, Feldspato, Biotita, Hematita e Hornblenda	Corrida de lama de baixa a moderada energia provenientes da própria dinâmica fluvial e dos fluxos de encosta.	Clima úmido e quente associados ao Ótimo Climático do Holoceno
	AC-30	5.830			Silte médio		Muito platicúrtica	Muito negativa	Bidirecional					
CLS	CLS-70	-	Terço inferior de Rampa Coluvial do Maciço de Quincuncá	Areia siltica	Areia fina	Muito pobremente selecionada	Platicúrtica	Muito positiva	Unidirecional	Alta	Grãos esféricos e angulares	Quartzo, Óxidos de Ferro, Feldspato, Biotita, Hornblenda	Corrida de detritos de alta energia provenientes dos hollows do Maciço do Quincuncá, à montante	Último Máximo Glacial; Deglaciação; Evento de frio extremo Younger Dryas
	CLS-50	12.135		Silte arenoso	Silte médio			Muito negativa	Bidirecional				Corrida de lama de alta energia proveniente dos hollows do Maciço do Quincuncá, à montante	
CVO	CVO-130	20.970	Vertente de uma Voçoroca em ambiente de <i>Badlands</i>	Silte arenoso	Silte médio	Muito pobremente selecionada	Platicúrtica	Muito negativa	Bidirecional	Alta	Grãos esféricos e angulares	Quartzo e Óxidos de Ferro	Corrida de lama de energia moderada provenientes do processo de erosão linear em voçorocas à montante	Ciclos Dansgaard-Oeschger (aquecimento repentino e resfriamento gradual); Eventos de frio extremo Heinrich 1 e 2
	CVO-95	25.115											Corrida de lama de energia moderada provenientes do processo de erosão linear em voçorocas à montante	

Fonte: organizado pela autora.

**ANEXOS**

## ANEXO I – CÁLCULO DE CONCENTRAÇÕES DE ATIVIDADE E AVALIAÇÃO DE ISENÇÃO

### Atividades Específicas

Parâmetro	Símbolo	Expressão	Unidade	Valor
Massa Atômica do U	$M_U$	-	u	238,0
Massa Atômica do Th	$M_{Th}$	-	u	232,0
Meia-Vida do U-238	$T_{U-238}$	-	a	4,468E+09
Meia-Vida do Th-232	$T_{Th-232}$	-	a	1,405E+10
Fator de Conversão de a para s	$F_{a \rightarrow s}$	-	s/a	31.557.600
Constante de Decaimento do U-238	$\lambda_{U-238}$	$\ln(2) / (T_{U-238} \times F_{a \rightarrow s})$	Bq	<b>4,916E-18</b>
Constante de Decaimento do Th-232	$\lambda_{Th-232}$	$\ln(2) / (T_{Th-232} \times F_{a \rightarrow s})$	Bq	<b>1,563E-18</b>
Fator de Conversão de g para u	$F_{g \rightarrow u}$	-	u/g	<b>6,022E+23</b>
Atividade Específica do U-238	$Q_{U-238}$	$(\lambda_{U-238} / M_U) \times F_{g \rightarrow u}$	Bq/g	<b>1,244E+04</b>
Atividade Específica do Th-232	$Q_{Th-232}$	$(\lambda_{Th-232} / M_{Th}) \times F_{g \rightarrow u}$	Bq/g	<b>4,058E+03</b>

u = Unidade de Massa Atômica

Bq = s<sup>-1</sup>

### Memória de Cálculo

Parâmetro	Símbolo	Expressão	Referência	Unidade	Valor
Teor de U-238	$Z_{U-238}$	-	-	ppm	[1]
Teor de Th-232	$Z_{Th-232}$	-	-	ppm	[1]
Atividade Específica do U-238	$Q_{U-238}$	-	[2]	Bq/g	<b>1,244E+04</b>
Atividade Específica do Th-232	$Q_{Th-232}$	-	[2]	Bq/g	<b>4,058E+03</b>
Fator de Conversão da unidade para ppm	$F_{1 \rightarrow ppm}$	-	-	ppm	1E+06
Concentração de U-238	$C_{U-238}$	$Q_{U-238} \times Z_{U-238} / F_{1 \rightarrow ppm}$	-	Bq/g	[1]
Concentração de Th-232	$C_{Th-232}$	$Q_{Th-232} \times Z_{Th-232} / F_{1 \rightarrow ppm}$	-	Bq/g	[1]
Nível de Isenção para Concentração de U-238	$I_{U-238}$	-	[3]	Bq/g	10
Nível de Isenção para Concentração de Th-232	$I_{Th-232}$	-	[3]	Bq/g	1
Fração de Isenção	R	$C_{U-238} / I_{U-238} + C_{Th-232} / I_{Th-232}$	[4]	Bq/g	[1]

[1] Valor específico para a amostra considerada, apresentado na planilha Amostras.

[2] Valor reproduzido da planilha Atividades Específicas.

[3] Conforme Tabela 1 da Posição Regulatória PR-3.01/001 da Norma CNEN-NN-3.01.

[4] Expressão conforme tópico (c) da Subseção 3.4.1 da Posição Regulatória PR-3.01/001 da Norma CNEN-NN-3.01.

### Concentrações de Atividade e Avaliação de Isenção <sup>[1]</sup>

Símbolo:	$Z_{U-238}$	$Z_{Th-232}$	$C_{U-238}$	$C_{Th-232}$	R	Isento <sup>[2]</sup>	
Unidade:	ppm	ppm	Bq/g	Bq/g	-	Sim / Não	
Amostra	CSQ - 100 cm	12,950	79,022	<b>0,16</b>	<b>0,32</b>	<b>0,34</b>	Sim
	CSQ - 80 cm	24,612	179,134	<b>0,31</b>	<b>0,73</b>	<b>0,76</b>	Sim
	CSQ - 50 cm	14,991	97,301	<b>0,19</b>	<b>0,39</b>	<b>0,41</b>	Sim

<sup>[1]</sup> As identificações e expressões dos parâmetros  $C_{U-238}$ ,  $C_{Th-232}$  e R são apresentadas na planilha Memória de Cálculo.

<sup>[2]</sup> Conforme tópico (c) da Subseção 3.4.1 da Posição Regulatória PR-3.01/001 da Norma CNEN-NN-3.01, o material é considerado isento de requisitos de proteção radiológica se a respectiva Fração de Isenção não exceder à unidade ( $R \leq 1$ ).

## ANEXO II - ORIENTAÇÃO TÉCNICA PARA O MANUSEIO DAS AMOSTRAS

O texto abaixo é uma cópia íntegra da resposta enviada ao Coordenador José Roberto (INB), responsável pelo projeto Itataia de extração de Urânio no município de Santa Quitéria, Ceará, que encaminhou os valores de radioatividade das amostras do depósito CSQ para o Supervisor de Nível Superior da Diretoria de Recursos Minerais (DRM-INB), responsável pelos cálculos exibidos no Anexo I. A resposta foi compartilhada com a doutoranda e constitui apenas uma orientação técnica embasada no cálculo de isenção das amostras.

Prezado Coordenador José Roberto,

Considerando as informações apresentadas, apresento minha avaliação sobre as referidas amostras a título de **orientação técnica**, visto minha expertise na área como físico e supervisor de proteção radiológica. Ressalto, contudo, que, como não detenho informações completas nem oficiais sobre tais amostras, não posso me responsabilizar por essa avaliação (novamente, trata-se apenas de orientação técnica).

Em resumo, as amostras apresentam baixos teores de urânio (radionuclídeo U-238) e de tório (radionuclídeo Th-232), de modo que podem ser consideradas **isentas de controles de proteção radiológica**.

Isto é, considerando o critério de avaliação definido na Posição Regulatória PR 3.01/001 da Norma CNEN-NN-3.01 (arquivo em anexo), a composição das concentrações dos radionuclídeos U-238 e Th-232 (incluindo as contribuições dos respectivos produtos de decaimentos relativos a cada série radioativa), os respectivos níveis de radioatividade caracterizam as amostras como isentas. O arquivo Isenção de Amostras, em anexo, apresenta a memória de cálculo que evidencia a obediência ao critério de isenção.

Isso significa que as amostras isentas podem ser consideradas como “materiais não radioativos”, isto é, materiais que apresentam apenas os níveis de radiação e de radioatividade naturais, equiparáveis àqueles que encontramos em diversos meios e materiais de nosso cotidiano.

Nesse sentido, em termos de radiação e de radioatividade, as amostras podem ser manipuladas livremente por quaisquer indivíduos, sem a necessidade de empregar quaisquer controles radiológicos para o manuseio das mesmas (ex.: emprego de luvas, de máscaras, de dosímetros etc.).

Atenciosamente,

Leonardo Bernardino de Carvalho  
Supervisor de Nível Superior  
Diretoria de Recursos Minerais - DRM  
Indústrias Nucleares do Brasil S.A. – INB

Av. Rio Branco, nº 1 - Sala 1901 – Centro  
Rio de Janeiro - RJ - CEP: 20090-003  
Fone: +55 (21) 3797-1860  
[leonardobernadino@inb.gov.br](mailto:leonardobernadino@inb.gov.br)  
[www.inb.gov.br](http://www.inb.gov.br)