

**DINÂMICA HIDROGEOMORFOLÓGICA E VULNERABILIDADE HÍDRICA EM
DIFERENTES SISTEMAS HIDROGEOLÓGICOS NA BACIA DO RIO CABAÇAL-
MT**



UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS
INSTITUTO DE ESTUDOS SÓCIO-AMBIENTAIS

TERMO DE CIÊNCIA E DE AUTORIZAÇÃO (TECA) PARA DISPONIBILIZAR VERSÕES ELETRÔNICAS DE TESES

E DISSERTAÇÕES NA BIBLIOTECA DIGITAL DA UFG

Na qualidade de titular dos direitos de autor, autorizo a Universidade Federal de Goiás (UFG) a disponibilizar, gratuitamente, por meio da Biblioteca Digital de Teses e Dissertações (BDTD/UFG), regulamentada pela Resolução CEPEC nº 832/2007, sem ressarcimento dos direitos autorais, de acordo com a [Lei 9.610/98](#), o documento conforme permissões assinaladas abaixo, para fins de leitura, impressão e/ou download, a título de divulgação da produção científica brasileira, a partir desta data.

O conteúdo das Teses e Dissertações disponibilizado na BDTD/UFG é de responsabilidade exclusiva do autor. Ao encaminhar o produto final, o autor(a) e o(a) orientador(a) firmam o compromisso de que o trabalho não contém nenhuma violação de quaisquer direitos autorais ou outro direito de terceiros.

1. Identificação do material bibliográfico

Dissertação Tese Outro*: _____

*No caso de mestrado/doutorado profissional, indique o formato do Trabalho de Conclusão de Curso, permitido no documento de área, correspondente ao programa de pós-graduação, orientado pela legislação vigente da CAPES.

Exemplos: Estudo de caso ou Revisão sistemática ou outros formatos.

2. Nome completo do autor

Evandro André Félix

3. Título do trabalho

DINÂMICA HIDROGEOMORFOLÓGICA E VULNERABILIDADE HÍDRICA EM DIFERENTES SISTEMAS
HIDROGEOLÓGICOS NA BACIA DO RIO CABAÇAL - MT

4. Informações de acesso ao documento (este campo deve ser preenchido pelo orientador)

Concorda com a liberação total do documento SIM NÃO¹

[1] Neste caso o documento será embargado por até um ano a partir da data de defesa. Após esse período, a possível disponibilização ocorrerá apenas mediante:

a) consulta ao(a) autor(a) e ao(a) orientador(a);

b) novo Termo de Ciência e de Autorização (TECA) assinado e inserido no arquivo da tese ou dissertação. O documento não será disponibilizado durante o período de embargo.

Casos de embargo:

- Solicitação de registro de patente;
- Submissão de artigo em revista científica;
- Publicação como capítulo de livro;
- Publicação da dissertação/tese em livro.

Obs. Este termo deverá ser assinado no SEI pelo orientador e pelo autor.



Documento assinado eletronicamente por **João Batista Pereira Cabral, Usuário Externo**, em 17/11/2025, às 14:09, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Evandro André Félix, Discente**, em 18/11/2025, às 08:42, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.ufg.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **5793262** e o código CRC **4FC36E93**.

EVANDRO ANDRÉ FÉLIX

**DINÂMICA HIDROGEOMORFOLÓGICA E VULNERABILIDADE HÍDRICA EM
DIFERENTES SISTEMAS HIDROGEOLÓGICOS NA BACIA DO RIO CABAÇAL-
MT**

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia, do Instituto de Estudos Socioambientais da Universidade Federal de Goiás, como requisito para a obtenção do Título de Doutor em Geografia.

Área de concentração: Natureza e Produção do Espaço

Linha de Pesquisa: Análise Ambiental e Tratamento da Informação Geográfica

Orientador: Professor. Dr. João Batista Pereira Cabral

GOIÂNIA

2025

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor, através do Programa de Geração Automática do Sistema de Bibliotecas da UFG.

Félix, Evandro André
DINÂMICA HIDROGEOMORFOLÓGICA E VULNERABILIDADE
HÍDRICA EM DIFERENTES SISTEMAS HIDROGEOLÓGICOS NA
BACIA DO RIO CABAÇAL - MT [manuscrito] / Evandro André Félix. -
2025.
xxii, 261 f.: il.

Orientador: Prof. Dr. JOAO BATISTA PEREIRA CABRAL.
Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Goiás, Instituto de
Estudos Socioambientais (Iesa), Programa de Pós-Graduação em
Geografia, Goiânia, 2025.

Bibliografia.

Inclui mapas, fotografias, abreviaturas, símbolos, gráfico, tabelas,
algoritmos, lista de figuras, lista de tabelas.

1. Hidrogeomorfologia. 2. hidrogeologia. 3. Ciclo Hidrológico. 4.
Vulnerabilidade Hídrica. 5. Bacia Hidrográfica. I. CABRAL, JOAO
BATISTA PEREIRA, orient. II. Título.

CDU 911



UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS
INSTITUTO DE ESTUDOS SÓCIO-AMBIENTAIS

ATA DE DEFESA DE TESE

Ata Nº 54/2025 da sessão de Defesa de Tese de **Evandro André Félix** que confere o título de Doutor em **Geografia**, na área de concentração em **Natureza e Produção do Espaço**.

Aos vinte e seis dias do mês de setembro do ano de dois mil e vinte cinco, a partir das 13:30 horas, por meio de **videoconferência**, realizou-se a sessão pública de Defesa de Tese intitulada **“CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOMORFOLÓGICA DA PAISAGEM EM BACIAS HIDROGRÁFICAS "Análise e avaliação multicritério dos fatores condicionantes do ciclo hidrológico e vulnerabilidade hídrica”**. Os trabalhos foram instalados pelo Orientador, Professor Doutor **João Batista Pereira Cabral (PPGEO/IESA)** com a participação dos demais membros da Banca Examinadora: Professora Doutora **Celia Alves de Souza (UNEMAT)**, membro titular externo; Professora Doutora **Fernanda Luisa Ramalho (UFJ)**, membro titular externo, Professor Doutor **Leandson Roberto Fernandes de Lucena (UFRN)**, membro titular externo; Professor Doutor **Valter Antonio Becegato (UDESC)**, membro titular externo. Durante a argüição os membros da banca **fizeram** sugestão de alteração do título do **trabalho**. A Banca Examinadora reuniu-se em sessão secreta a fim de concluir o julgamento da Tese tendo sido o candidato **aprovado** pelos seus membros. Proclamados os resultados pelo Professor Doutor **João Batista Pereira Cabral (PPGEO/IESA)**, Presidente da Banca Examinadora, foram encerrados os trabalhos e, para constar, lavrou-se a presente ata que é assinada pelos Membros da Banca Examinadora, **aos vinte e seis dias do mês de setembro do ano de dois mil e vinte cinco**.

TÍTULO SUGERIDO PELA BANCA

"DINÂMICA HIDROGEOMORFOLÓGICA E VULNERABILIDADE HÍDRICA EM DIFERENTES SISTEMAS HIDROGEOLÓGICOS NA BACIA DO RIO CABAÇAL - MT"



Documento assinado eletronicamente por **João Batista Pereira Cabral, Usuário Externo**, em 30/09/2025, às 18:18, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Valter Antonio Becegato, Usuário Externo**, em 02/10/2025, às 09:56, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Leandson Roberto Fernandes de Lucena, Usuário Externo**, em 15/10/2025, às 08:44, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Ronan Eustaquio Borges, Coordenador de Pós-Graduação**, em 16/11/2025, às 10:32, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.ufg.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **5636366** e o código CRC **D8A5D839**.

Referência: Processo nº 23070.046417/2025-57

SEI nº 5636366

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a Deus, razão da existência do cosmos e da vida. Aos meus pais, José e Maria, que, na simplicidade, não mediram esforços para educar com seriedade e oferecer um direcionamento crítico aos seus filhos. À minha esposa e filhos, pelo amor, companheirismo e compreensão durante esta jornada.

AGRADECIMENTOS

Diante dos desafios da pesquisa, estendo meus mais sinceros agradecimentos:

Ao meu orientador, Prof. Dr. João Batista Pereira Cabral, pela confiança no projeto e pela liberdade concedida na produção.

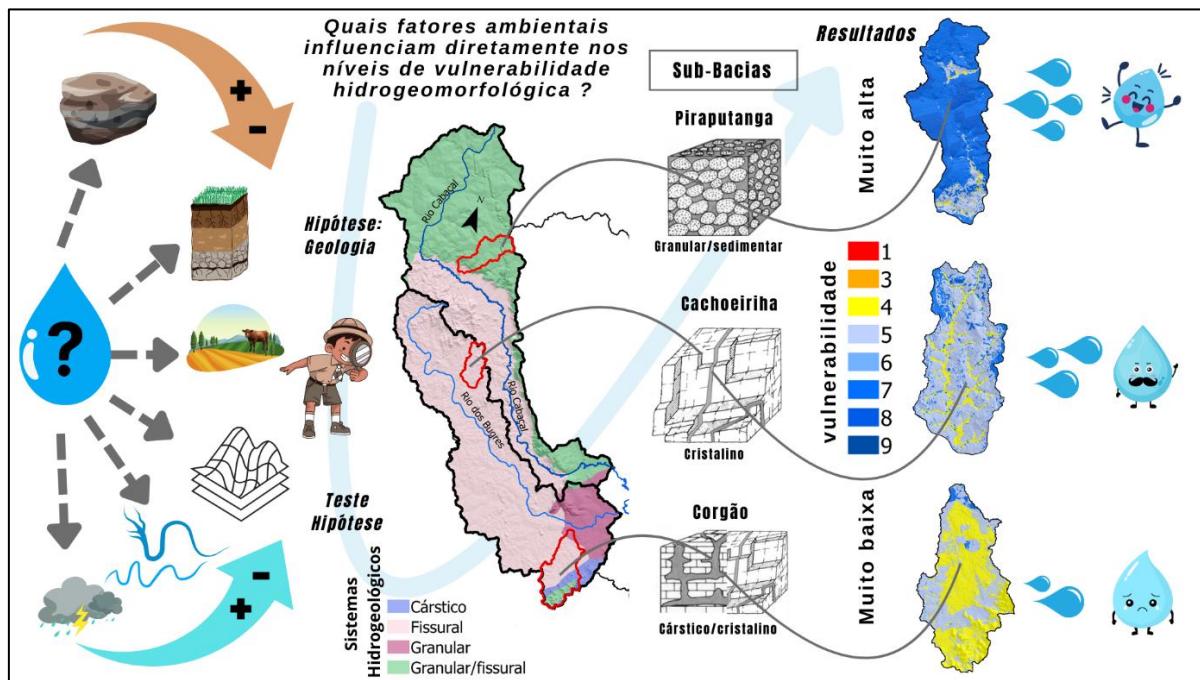
Aos colaboradores Wilson, Adilson e Wellington, por contribuírem atendendo aos pedidos de acesso e gestão das medições dos poços tubulares.

Aos senhores Odair Procope, Sinésio e Iron, por abrirem suas propriedades para a instalação das estações meteorológicas.

Ao Conselho Municipal de Meio Ambiente do município de Reserva do Cabaçal e ao Laboratório de Pesquisa e Estudos em Geomorfologia Fluvial (Lapegeof) pela parceria e pelos equipamentos fornecidos.

RESUMO

Figura 1a - Resumo gráfico



Fonte: Elaborado pelo autor

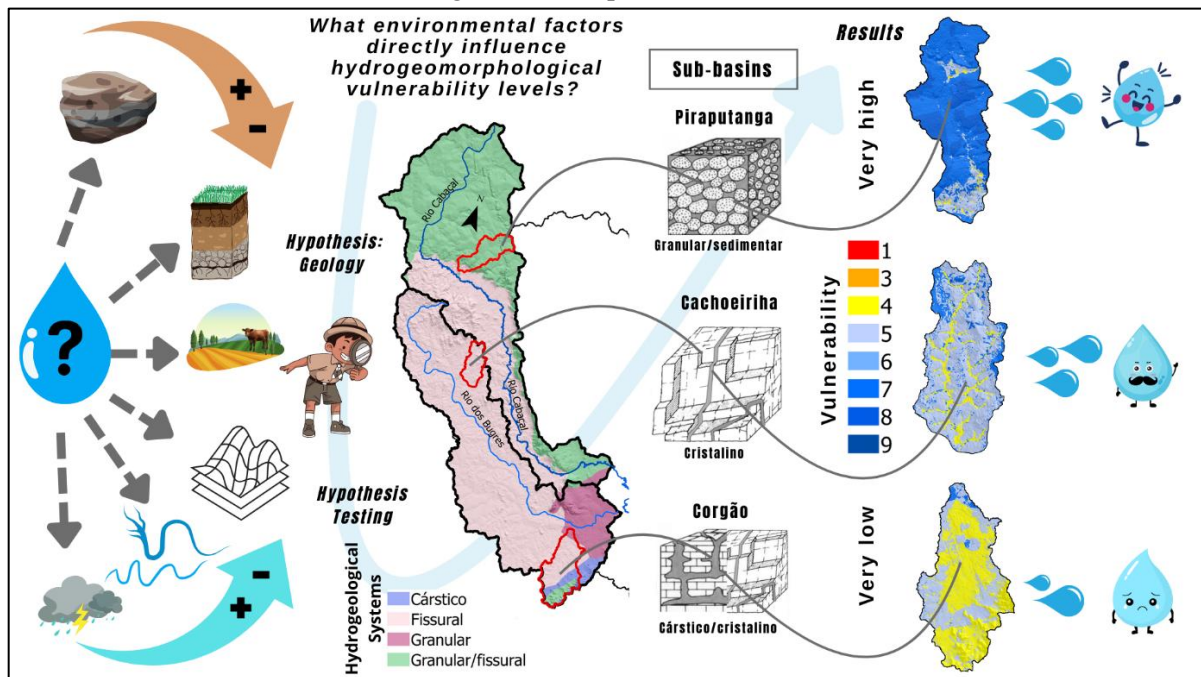
A dinâmica do ciclo hidrológico e a disponibilidade hídrica são condicionadas pela complexa interação entre os componentes ambientais e as atividades antrópicas. Neste sentido, esta tese teve como objetivo geral avaliar a dinâmica das águas superficiais e subterrâneas em diferentes sistemas lito-hidrogeológicos por meio da caracterização hidrogeomorfológica. A pesquisa buscou responder quais fatores ambientais e processos controlam o ciclo hidrológico e como as propriedades físicas de cada componente, associadas às atividades humanas, determinam os níveis de vulnerabilidade hídrica e a disponibilidade de água na paisagem. A hipótese central, sustenta que as unidades geológicas, ao condicionarem a morfogênese e a pedogênese, são o componente determinante da dinâmica cíclica da água, e que indicadores como Curva-Número (CN), Capacidade de Água Disponível (CAD) e Capacidade de Armazenamento total de armazenamento de umidade no Solo (STC), Balanço hídrico associados a técnicas de processamento, possuem potencial preditivo para os padrões de disponibilidade hídrica. Para testar a hipótese, a metodologia integrou a análise de dados primários e secundários, com trabalhos de gabinete e de campo, entre 2023 e 2024. Foram analisadas três sub-bacias com distintas características hidrogeológicas na área de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Cabaçal (MT): Piraputanga (granular fissural), Cachoeirinha (fissural) e Corgão (mista). Os procedimentos incluíram a caracterização geológica, geomorfológica, pedológica e climática, o monitoramento da vazão e do nível freático, e a análise do uso e cobertura da terra. Utilizou-se o método de Análise Hierárquica (AHP) e ferramentas de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) para elaborar o mapa de vulnerabilidade hidrogeomorfológica. Os resultados revelaram padrões distintos de resposta hídrica. A sub-bacia do Piraputanga demonstrou baixa vulnerabilidade hídrica, Bacia, com elevada capacidade

de infiltração e armazenamento, atribuída ao predomínio de rochas porosas (Formação Utiariti) e solos profundos (Neossolos Quartzarênicos), resultando em maior resiliência hídrica. A sub-bacia do Cachoeirinha apresentou vulnerabilidade moderada, com limitações de infiltração devido ao domínio de rochas cristalinas e uso intensivo do solo pela pecuária, que agrava a sensibilidade a períodos de estiagem. A sub-bacia do Corgão exibiu o cenário mais crítico, com alta vulnerabilidade decorrente da combinação de substrato de baixa porosidade, solos rasos e intensa intervenção antrópica, como a elevada densidade de represas, resultando em regime de fluxo intermitente e severa fragilidade hídrica. A pesquisa conclui que as interações entre os componentes geológicos e pedológicos são fatores condicionantes do ciclo hidrológico e disponibilidade de água na paisagem, tendo na cartografia de vulnerabilidade, validada por dados de campo, uma ferramenta eficaz para o diagnóstico e a gestão dos recursos hídricos em bacias hidrográficas.

Palavras-chave: Hidrogeomorfologia, hidrogeologia, Ciclo Hidrológico, Vulnerabilidade Hídrica, Bacia Hidrográfica, Análise Multicritério.

ABSTRACT

Figure 1b - Graphical Abstract



Source: Prepared by the author

The dynamics of the hydrological cycle and water availability are conditioned by the complex interaction between environmental components and anthropic activities. In this sense, this dissertation's main objective was to evaluate the dynamics of surface and groundwater in different litho-hydrogeological systems through hydrogeomorphological characterization. The research sought to answer which environmental factors and processes control the hydrological cycle and how the physical properties of each component, associated with anthropogenic factors, determine the levels of water vulnerability and water availability in the landscape. The central hypothesis maintains that geological units, by conditioning morphogenesis and pedogenesis, are the determining component of the cyclical dynamics of water, and that indicators such as the Curve Number (CN), Available Water Capacity (AWC), and Total Soil Moisture Storage Capacity (STC), and water balance, associated with processing techniques, have predictive potential for patterns of water availability. To test the hypothesis, the methodology integrated the analysis of primary and secondary data, with office and field work, between 2023 and 2024. Three sub-basins with distinct hydrogeological characteristics in the headwaters of the Cabaçal river basin (MT) were analyzed: Piraputanga (granular-fissured), Cachoeirinha (fissured), and Corgão (mixed). The procedures included geological, geomorphological, pedological, and climatic characterization, monitoring of streamflow and the water table, and analysis of land use and land cover. The Analytical Hierarchy Process (AHP) method and Geographic Information System (GIS) tools were used to create the hydro geomorphological vulnerability map. The results revealed distinct patterns of hydrological response. The Piraputanga sub-basin demonstrated low water vulnerability, with high infiltration and storage capacity, attributed to the predominance of porous rocks (Utiariti Formation) and deep soils (Quartzarenic Neosols), resulting in greater water resilience. The

Cachoeirinha sub-basin showed moderate vulnerability, with infiltration limitations due to the dominance of crystalline rocks and intensive land use for cattle ranching, which aggravates sensitivity to dry periods. The Corgão sub-basin exhibited the most critical scenario, with high vulnerability resulting from the combination of a low-porosity substrate, shallow soils, and intense anthropic intervention, such as a high density of dams, resulting in an intermittent flow regime and severe water fragility. The research concludes that the interactions between geological and pedological components are determining factors of the hydrological cycle and that vulnerability mapping, validated by field data, constitutes an effective tool for the diagnosis and management of water resources in river basins.

Keywords: Hydrogeomorphology, hydrogeology, Hydrological Cycle, Water Vulnerability, River Basin, Multi-criteria Analysis.

LISTA DE FIGURA

| | |
|---|-----|
| Figura 1a - Resumo gráfico | x |
| Figure 1b - Graphical Abstract..... | xi |
| Figura 2 - Fluxograma da estrutura temática da fundamentação teórica..... | 29 |
| Figura 3 - Processos Hidrogeomorfológicos | 38 |
| Figura 4 - Relações geomorfométricas | 48 |
| Figura 5 - Procedimento para elaboração da cartografia hidrogeomorfológica | 58 |
| Figura 6 - Tipos de Aquífero | 64 |
| Figura 7 - Padrões de porosidade comumente encontrados em formações geológicas..... | 65 |
| Figura 8 - Zonas de interação da água nos sistemas de aquífero..... | 67 |
| Figura 9 - Classificação dos sistemas de aquífero | 68 |
| Figura 10 - Padrão teórico de fluxo e limites entre diferentes sistemas de fluxo..... | 69 |
| Figura 11 - Sistema de vertente | 85 |
| Figura 12 - Processos associados aos sistemas de vertentes | 86 |
| Figura 13 - Conceito de bacia de ordem zero | 87 |
| Figura 14 - Representação de duas bacias de ordem zero | 88 |
| Figura 15 - Representação e diferenças estruturais entre sistemas de cabeceira e rede | 93 |
| Figura 16 - Processos e estruturas em sistemas de cabeceiras | 94 |
| Figura 17 - Escala de influência das águas subterrâneas..... | 97 |
| Figura 18 - Níveis de conectividade entre as águas superficiais e subterrâneas | 99 |
| Figura 19 - Síntese dos componentes e processos hidrogeomorfológicos. | 102 |
| Figura 20 - Integração dos fatores hidrogeomorfológicos e fases do balanço hídrico | 105 |
| Figura 21 - Localização da área e estrutura de estudo..... | 110 |
| Figura 22 - Estações Meteorológicas..... | 113 |
| Figura 23 - Medidor de vazão portátil | 116 |
| Figura 24 - Poços tubulares | 117 |
| Figura 25 - Metodologia para caracterização hidrogeomorfológica e vulnerabilidade hídrica | 125 |
| Figura 26 - SBH do C. Piraputanga: Aspectos geológicos e hidrogeológicos | 127 |
| Figura 27 - SBH do C. Piraputanga: Estrutura geomorfológica..... | 132 |
| Figura 28 - SBH do C. Piraputanga: Índice de Umidade Topográfica (TWI)..... | 134 |
| Figura 29 - SBH do C. Piraputanga: Composição pedológica | 136 |
| Figura 30 - SBH do C. Piraputanga: Classes de uso e cobertura da terra | 139 |
| Figura 31 - SBH do C. Piraputanga: Classes de Curva Número (CN)..... | 141 |
| Figura 32 - SBH do C. Piraputanga: Dados de CAD, STC e umidade do solo..... | 144 |
| Figura 33 - SBH do C. Piraputanga: Armazenamento x Escoamento 2023 2024..... | 149 |
| Figura 34 - SBH do C. Piraputanga: Balanço hídrico 2023 2024. | 150 |
| Figura 35 - SBH do C. Piraputanga: Correlação Armazenamento x Vazão..... | 151 |
| Figura 36 - SBH do C. Piraputanga: variação do nível freático x vazão..... | 152 |
| Figura 37 - SBH do C. Piraputanga: Levantamento de impactos diretos..... | 153 |
| Figura 38 - SBH do C. Piraputanga: Erosão por voçorocas | 154 |
| Figura 39 - SBH do C. Piraputanga: Represas em canais de 1ª ordem | 155 |
| Figura 40 - SBH do C. Piraputanga: Represas, vazão de entrada e saída x nível freático | 157 |
| Figura 41 - SBH do C. Piraputanga: Coeficiente de Correlação | 158 |
| Figura 42 - SBH do C. Cachoeirinha: Aspectos geológicos e hidrogeológicos | 160 |
| Figura 43 - SBH do C. Cachoeirinha: Estrutura geomorfológica..... | 162 |
| Figura 44 - SBH do C. Cachoeirinha: Classes do índice de umidade topográfica | 164 |
| Figura 45 - SBH do C. Cachoeirinha: Composição pedológica | 166 |
| Figura 46 - SBH do C. Cachoeirinha: Classes de uso e cobertura da terra | 168 |

| | |
|--|-----|
| Figura 47 - SBH do C. Cachoeirinha: Classes de Curva Número (CN)..... | 170 |
| Figura 48 - SBH do C. Cachoeirinha: Classes de CAD, STC e umidade do solo..... | 172 |
| Figura 49 - SBH do C. Cachoeirinha: Armazenamento d'água no solo..... | 176 |
| Figura 50 - SBH do C. Cachoeirinha: Balanço hídrico | 177 |
| Figura 51 - SBH do C. Cachoeirinha: Vazão x nível freático | 179 |
| Figura 52 - SBH do C. Cachoeirinha: Coeficiente de Correlação Armazenamento x vazão . | 180 |
| Figura 53 - SBH do C. Cachoeirinha: Distribuição de represas mapeadas | 181 |
| Figura 54 - SBH do C. Cachoeirinha: Padrão de represas mapeadas..... | 183 |
| Figura 55 - SBH do C. Cachoeirinha: Vazão de entrada e saída x nível freático..... | 185 |
| Figura 56 - SBH C. Corgão: Estrutura Geológica e hidrogeológica | 187 |
| Figura 57 - SBH C. Corgão: Afloramento do Complexo Alto Guaraporé..... | 188 |
| Figura 58 - SBH C. Corgão: Formação Araras Superior P 01 e 02..... | 190 |
| Figura 59 - SBH C. Corgão: Formação Araras Superior P 03 | 191 |
| Figura 60 - SBH C. Corgão: Formação Araras Superior P 10 | 192 |
| Figura 61 - SBH C. Corgão: Formação Araras Superior P 04, 11, 12 e 13..... | 193 |
| Figura 62 - SBH C. Corgão: Formação Araras Superior P 09 | 194 |
| Figura 63 - SBH C. Corgão: Formação Araras Superior P05. | 194 |
| Figura 64 - SBH C. Corgão: Formação Puga P 06 e 07. | 196 |
| Figura 65 - SBH C. Corgão: Estrutura geomorfológica | 199 |
| Figura 66 - SBH C. Corgão: Classe do Índice de Umidade Topográfica (TWI) | 201 |
| Figura 67 - SBH C. Corgão: Classes de solo..... | 203 |
| Figura 68 - SBH C. Corgão: Classes de uso e cobertura da terra..... | 205 |
| Figura 69 - SBH C. Corgão: Classes de Curva Número (CN) | 207 |
| Figura 70 - SBH C. Corgão: Classes de CAD, STC e umidade do solo | 209 |
| Figura 71 - SBH C. Corgão: Capacidade de armazenamento de água no solo | 214 |
| Figura 72 - SBH C. Corgão: Balanço hídrico excesso x déficit..... | 215 |
| Figura 73 - SBH C. Corgão: Vazão x variação do nível freático | 217 |
| Figura 74 - SBH C. Corgão: Alteração de vazão na seção de monitoramento..... | 217 |
| Figura 75- SBH do C. Corgão: Distribuição espacial das represas por ordem de canal | 219 |
| Figura 76 - SBH do C. Corgão: Padrão das represas mapeadas..... | 220 |
| Figura 77 - SBH do C. Corgão: Dinâmica de vazão de entrada e saída x nível freático..... | 223 |
| Figura 78 - Escala de importância de Saaty | 232 |
| Figura 79 - Vulnerabilidade Hidrogeomorfológica por sub-bacia | 237 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|-----|
| Tabela 1 - Síntese de processos hidrogeomorfológicos..... | 40 |
| Tabela 2 - Parâmetros Básicos de superfície Extraídos de um MDE..... | 50 |
| Tabela 3 - Conjunto de dados e parâmetros geomorfométricos básicos | 52 |
| Tabela 4 - Padrão médio de porosidade total por material | 66 |
| Tabela 5 - Classe hidrológica dos Solos..... | 73 |
| Tabela 6 - Características dos aquíferos freáticos por tipo de solo. | 74 |
| Tabela 7 - Classificação das Nascentes | 91 |
| Tabela 8 - Covariáveis analisadas | 115 |
| Tabela 9 - Classes Hidrológicas dos Solos..... | 120 |
| Tabela 10 - Valores de Referência de CN por Tipo de Uso e Classe Hidrológica..... | 121 |
| Tabela 11 - SBH do C. Piraputanga: Dados meteorológicos | 146 |
| Tabela 12 - SBH do C. Piraputanga: Balanço hídrico | 148 |
| Tabela 13 - SBH do C. Piraputanga: Vazão e variação do nível freático..... | 148 |
| Tabela 14 - SBH do C. Piraputanga: Dinâmica de circulação d'água em repesas | 156 |
| Tabela 15 - SBH do C. Cachoeirinha: Dados meteorológicos | 173 |
| Tabela 16 - SBH do C. Cachoeirinha: Balanço hídrico..... | 175 |
| Tabela 17 - SBH do C. Cachoeirinha: Vazão x variação do nível freático | 178 |
| Tabela 18 - SBH do C. Cachoeirinha: Dinâmica hídrica da represa | 184 |
| Tabela 19 - SBH C. Corgão: Dados meteorológicos..... | 211 |
| Tabela 20 - SBH C. Corgão: Balanço hídrico | 213 |
| Tabela 21 - SBH C. Corgão: Vazão x variação do nível freático..... | 216 |
| Tabela 22 - SBH C. Corgão: Dinâmica hídrica em represa | 222 |
| Tabela 23 - Características hidrogeomorfológicas da paisagem por sub-bacia..... | 224 |
| Tabela 24 - Padrões de respostas hidrogeomorfológicas da paisagem por sub-bacia..... | 225 |
| Tabela 25 - Matriz de julgamento/Comparação Pareada de Saaty | 233 |
| Tabela 26 - Pesos atribuídos por classe de cada variável | 235 |

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

| | |
|---------|--|
| AET | Evapotranspiração Real. |
| AHP | Análise Hierárquica / Analytic Hierarchy Process. |
| ANA | Agência Nacional de Águas. |
| BDiA | Banco de Dados e Informações Ambientais. |
| BIF | Formação Ferrífera Bandada. |
| CAD | Capacidade de Água Disponível. |
| CC | Capacidade de Campo. |
| Cm | Coefficiente de Manutenção. |
| CN | Curva Número. |
| CopDEM | Modelos Digitais de Elevação Copernicus. |
| CPRM | Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. |
| CR | Razão de Consistência. |
| Dd | Densidade de Drenagem. |
| DRO | Escoamento Direto. |
| DROFRAC | Fração da precipitação que se torna escoamento direto. |
| FAO | Organização das Nações Unidas para a Alimentação e a Agricultura. |
| Ga | Bilhão de anos. |
| GPS | Sistema de Posicionamento Global. |
| ha | Hectares. |
| IBGE | Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. |
| IDH | Índice de Desenvolvimento Humano. |
| IHG | Índice Hidrogeomorfológico. |
| LiDAR | Light Detection and Ranging (Tecnologia de detecção e alcance de luz). |
| LVA | Latossolo Vermelho Amarelo. |
| Ma | Milhões de Anos. |
| MDE | Modelo Digital de Elevação. |
| MDST | Modelo Digital da Superfície Terrestre. |
| NDVI | Índice de Vegetação por Diferença Normalizada. |
| PET | Evapotranspiração Potencial. |
| PIB | Produto Interno Bruto. |
| PMP | Ponto de Murcha Permanente. |
| PV | Argissolo Vermelho. |
| PVA | Argissolo Vermelho Amarelo. |
| Q | Vazão ou Volume de água escoada. |
| RL | Neossolo Litólico. |
| RO | Escoamento gerado pelo excedente hídrico. |
| RQ | Neossolo Quartzarênico. |
| RY | Neossolo Flúvico. |
| S | Armazenamento Potencial Máximo. |

| | |
|-----------|---|
| SBH | Sub-Bacia Hidrográfica |
| SCS | Soil Conservation Service (Serviço de Conservação do Solo). |
| SEPLAG MT | Secretaria de Estado de Planejamento e Gestão de Mato Grosso. |
| SEPLAN-MT | Secretaria de Estado de Planejamento de Mato Grosso. |
| SGB | Serviço Geológico do Brasil. |
| SiBCS | Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. |
| SIG | Sistemas de Informação Geográfica. |
| ST | Armazenamento no Solo. |
| STC | Capacidade Total de Armazenamento de Água no Solo. |
| STW | Água retirada do armazenamento no solo. |
| Tc | Tempo de concentração. |
| TWI | Índice de Umidade Topográfica (Topographic Wetness Index). |
| U-Pb | Urânio-Chumbo (método de datação geocronológica). |
| USGS | Serviço Geológico dos Estados Unidos. |

SUMÁRIO

| | |
|--|------|
| AGRADECIMENTOS | ix |
| RESUMO | x |
| ABSTRACT | xii |
| LISTA DE FIGURA | xiv |
| LISTA DE TABELAS | xvi |
| LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS | xvii |
| ESTRUTURA DA TESE | xxii |
| CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO..... | 23 |
| 1.1 Apresentação..... | 23 |
| 1.2 Problemática da investigação. | 24 |
| 1.3 Objetivos da pesquisa. | 26 |
| 1.3.1 Objetivo Geral..... | 26 |
| 1.3.2 Objetivos Específicos. | 26 |
| 1.4 Justificativa..... | 26 |
| 2 CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA..... | 29 |
| 2.1 Base conceitual: Da geomorfologia a hidrogeomorfologia. | 29 |
| 2.2 Hidrogeomorfologia: Origem e conceito..... | 33 |
| 2.3 Processos Hidrogeomorfológicos: Caracterização, Interações e Efeitos sobre a Dinâmica da Água na Paisagem. | 37 |
| 2.4 Dinâmica de Interação entre Processos Hidrogeomorfológicos: Subsídios para a Gestão de Bacias Hidrográficas..... | 40 |
| 2.4.1 O Comportamento do Ciclo Hidrológico como Mecanismo de Diagnóstico de Bacias Hidrográficas. | 41 |
| 2.4.2 Dinâmica cíclica da água na paisagem. | 43 |
| 2.5 Quantificação na geomorfologia: Parâmetros e índices Geomorfométricos como subsídio a identificação de padrões e processos hidrogeomorfológicos..... | 45 |
| 2.5.1 Morfometria..... | 46 |
| 2.5.2 Geomorfometria..... | 47 |
| 2.5.3 Cartografia hidrogeomorfológica: Desenvolvimento, uso e aplicação..... | 54 |
| 2.5.3.1 Aplicações voltadas Gestão das águas subterrâneas. | 55 |
| 2.5.3.2 Aplicações voltadas a avaliação de padrões e riscos socioambientais da paisagem... .. | 56 |
| 2.6 Fatores Condicionantes do Ciclo Hidrológico..... | 59 |
| 2.6.1 Fator(es) Climático(s). | 60 |
| 2.6.2 Fator(es) Geológico(s). | 61 |
| 2.6.3 Sistemas de Aquífero. | 63 |
| 2.6.4 Fator (es) Morfológico (s)..... | 69 |
| 2.6.5 Fator(es) Pedológico(s)..... | 72 |
| 2.6.6 Influências dos tipos de uso da terra. | 74 |

| | |
|---|-----|
| 2.6.6.1 Atividade Pecuária..... | 75 |
| 2.6.6.2 Atividade agrícola..... | 79 |
| 2.7 Componentes e Processos hidrogeomorfológicos: Sistema de Vertentes, bacias de ordem zero, nascente, sistemas de cabeceira e conexão rio/lago aquífero. | 82 |
| 2.7.1 Sistema de vertentes..... | 83 |
| 2.7.2 Bacias de ordem zero..... | 86 |
| 2.7.3 Nascentes..... | 89 |
| 2.7.4 Sistemas de Cabeceira..... | 92 |
| 2.7.5 Interação e conectividade entre águas superficiais e sistemas de aquífero..... | 96 |
| 2.8. Síntese dos componentes e processos hidrogeomorfológicos..... | 101 |
| 2.9 Balanço hídrico, mecanismo de diagnóstico e avaliação de vulnerabilidades hidrogeomorfológicas em bacias hidrográficas..... | 103 |
| 2.10 Vulnerabilidade Ambiental e Hídrica e a Demanda Socioeconômica pela Água: Mecanismos de Diagnóstico e Gestão de Bacias Hidrográficas..... | 106 |
| CAPÍTULO 3 – METODOLOGIA..... | 110 |
| 3.1 - Área de Estudo..... | 110 |
| 3.2 Procedimentos Metodológicos..... | 111 |
| 3.2.1 Etapas da Pesquisa:..... | 112 |
| 3.2.1.1 Trabalho de Gabinete:..... | 112 |
| 3.2.1.2 Trabalho de Campo:..... | 112 |
| 3.3 Caracterização dos Componentes Geológicos e Hidrogeológicos..... | 112 |
| 3.4 Caracterização Climática e Monitoramento Meteorológico..... | 113 |
| 3.5 Caracterização Pedológica: Levantamento Pedométrico..... | 114 |
| 3.5.1 Procedimentos adotados..... | 114 |
| 3.6 Monitoramento da Dinâmica hidrológica: Vazão e Variação do Nível Freático..... | 115 |
| 3.7 Uso e cobertura da terra..... | 117 |
| 3.8 Uso e Ocupação da Rede de Drenagem e Processos Erosivos..... | 118 |
| 3.9 Análise Morfológica: Declividade, Morfometria e Índice de Umidade Topográfica (TWI)..... | 118 |
| 3.10 Tempo de concentração..... | 120 |
| 3.11 Mapas de Curva-Número (CN)..... | 120 |
| 3.12 Mapas de CAD, STC e Umidade do Solo..... | 121 |
| 3.13 Balanço Hídrico..... | 122 |
| 3.14 Procedimentos de elaboração dos mapas de vulnerabilidade hidrogeomorfológica..... | 124 |
| CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES..... | 126 |
| 4.1. Sub-bacia do Córrego Piraputanga: Características geológicas, hidrogeológicas, geomorfológicas e pedológicas..... | 126 |
| 4.1.1 Contexto geológico e hidrogeológico..... | 126 |
| 4.1.2 Aspectos Geomorfológicos: Relevo, declividade, tempo de concentração e TWI..... | 131 |

| | |
|--|-----|
| 4.1.3 Composição Pedológica..... | 135 |
| 4.1.4 Uso e cobertura da terra. | 138 |
| 4.1.5 Características hidrológicas dos solos: Curva número (CN). | 140 |
| 4.1.6 Capacidade de armazenamento e disponibilidade de água no solo STC/CAD. | 143 |
| 4.1.7 Comportamento hidrometeorológico. | 145 |
| 4.1.7.1 Balanço hídrico, vazão e variação do nível freático. | 147 |
| 4.1.8 Impactos diretos da intervenção antrópica na dinâmica Hidrológica. | 152 |
| 4.2 Sub-bacia do Córrego Cachoeirinha: Características hidrogeológicas, geomorfológicas, pedológicas meteorológicas e hidrológicas. | 158 |
| 4.2.1 Contexto geológico e hidrogeológico. | 158 |
| 4.2.2 Aspectos Geomorfológicos: Relevo, declividade, tempo de concentração e TWI. | 161 |
| 4.2.3 Composição pedológica. | 165 |
| 4.2.4 Uso e cobertura da terra. | 167 |
| 4.2.5 Características hidrológicas dos solos: Curva número (CN). | 169 |
| 4.2.6 Capacidade de armazenamento e disponibilidade de água no solo STC/CAD. | 171 |
| 4.2.7 Comportamento hidrometeorológicos. | 173 |
| 4.2.7.1 Balanço hídrico, vazão e variação do nível freático. | 175 |
| 4.2.7.2 Dinâmica de escoamento superficial e variação do nível freático. | 178 |
| 4.2.8 Impactos diretos da intervenção antrópica na dinâmica Hidrológica. | 180 |
| 4.3 Sub-bacia do Córrego Corgão: Características geológicas, hidrogeológicas, geomorfológicas e pedológicas. | 186 |
| 4.3.1 Contexto geológico e hidrogeológico. | 186 |
| 4.3.1.1 Implicações sobre o levantamento e ajustes da base de dados geológicos. | 198 |
| 4.3.2 Aspectos Geomorfológicos: Relevo, declividade, tempo de concentração e TWI. | 198 |
| 4.3.3 Composição pedológica. | 202 |
| 4.3.4 Uso e cobertura da terra. | 204 |
| 4.3.5 Características hidrológicas dos solos: Curva número (CN). | 206 |
| 4.3.6 Capacidade de armazenamento e disponibilidade de água no solo STC/CAD. | 208 |
| 4.3.7 Comportamento hidrometeorológico. | 211 |
| 4.3.7.1 Balanço hídrico, vazão e variação do nível freático. | 212 |
| 4.3.7.2 Dinâmica de escoamento superficial e variação do nível freático. | 216 |
| 4.3.8 Impactos diretos da intervenção antrópica na dinâmica Hidrológica. | 218 |
| 4.4 Síntese dos processos hidrogeomorfológicos dos diferentes sistemas de hidrogeológicos. | 224 |
| 4.5 Cartografia Hidrogeomorfológica: Identificação de padrões de vulnerabilidade. | 231 |
| 5- CONCLUSÕES..... | 239 |
| REFERÊNCIAS..... | 242 |

ESTRUTURA DA TESE

A presente tese, realizada no âmbito do Programa de Pós-graduação em Geografia (PPGEO) da Universidade Federal de Goiás (UFG), está estruturada de acordo com o estilo monográfico, organizada em cinco capítulos principais e considerações finais:

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

Neste capítulo são apresentadas as justificativas e os fundamentos da pesquisa, destacando-se a motivação e os questionamentos científicos que nortearam a definição do objetivo geral. São detalhados, ainda, os objetivos específicos, que compreendem as metas e os procedimentos a serem executados para a comprovação ou refutação das hipóteses sustentadas na tese.

CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O segundo capítulo traz uma ampla revisão da base conceitual e teórica sobre a hidrogeomorfologia, seu surgimento e sua evolução histórica. Analisa os fatores ambientais que influenciam o ciclo hidrológico e destaca a importância da geomorfometria e de suas técnicas quantitativas de análise do relevo para a elaboração da cartografia hidrogeomorfológica, fundamental para entender a dinâmica da água na paisagem.

CAPÍTULO 4 – METODOLOGIA

Neste capítulo são descritos os procedimentos adotados na pesquisa, incluindo a caracterização da área de estudo e os materiais utilizados para alcançar os objetivos propostos, com foco nos questionamentos científicos. Apresenta os métodos de coleta e análise de dados geológicos, hidrogeológicos, climáticos, pedológicos e morfométricos. Descreve, ainda, os procedimentos aplicados ao monitoramento da dinâmica fluvial, à análise dos tipos de uso e cobertura da terra, da rede de drenagem e ao cálculo do balanço hídrico. Por fim, detalha a elaboração dos mapas de vulnerabilidade hidrogeomorfológica.

CAPÍTULO 5 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

Este capítulo apresenta e interpreta criticamente os resultados das análises nas três sub-bacias estudadas, relacionando-os aos objetivos da pesquisa e ao referencial teórico. Busca-se, com isso, aprofundar a compreensão das interações dos componentes ambientais no condicionamento dos processos hidrogeomorfológicos e de sua influência no controle da dinâmica cíclica e da disponibilidade de água na paisagem.

CONCLUSÕES.

Traz as principais conclusões da pesquisa, destacando as interações ente os componentes ambientais, geologia e composição pedológica, como fator condicionante do ciclo hidrológico e a disponibilidade de água, resultando em distintos padrões de vulnerabilidade hidrogeomorfológica nas bacias hidrográficas estudadas.

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO.

1.1 Apresentação.

De acordo com a Organização das Nações Unidas (2021), o cenário hídrico global é caracterizado por estresse progressivo, evidenciado pelo esgotamento de grandes aquíferos e pela diminuição da capacidade de armazenamento de água no solo e em reservatórios. Projeta-se que este conjunto de fatores resultará em um déficit hídrico global de 40% até 2030, um risco continuamente amplificado pela maior frequência de eventos extremos associados às mudanças climáticas.

De acordo com a Agência Nacional de Águas (2024), a intensificação do uso da terra no território nacional, por meio da supressão da cobertura vegetal, tem afetado negativamente a regularidade do ciclo hidrológico. Essa alteração influencia diretamente os processos de infiltração, escoamento superficial e evapotranspiração, afetando, por sua vez, os regimes fluviométricos e comprometendo a disponibilidade hídrica.

Com cenários que apontam para déficits hídricos em decorrência da alteração sistemática dos fatores naturais que regulam o ciclo hidrológico, destaca-se a importância de instrumentos e procedimentos técnicos e metodológicos voltados à identificação de padrões de vulnerabilidade hídrica na paisagem.

Resultado da combinação de processos complexos em diferentes escalas de tempo e espaço, as paisagens apresentam características e propriedades físicas e morfológicas específicas. Essas características condicionam as diferentes fases e processos do ciclo hidrológico e, conseqüentemente, os padrões de disponibilidade de água. Desta forma, a análise integrada dos componentes ambientais, mediante a caracterização hidrogeomorfológica, consiste em um importante mecanismo de análise e diagnóstico, permitindo o delineamento espaço-temporal de diferentes níveis de vulnerabilidade por meio da identificação dos processos e fatores condicionantes do ciclo da água.

Nesse contexto, o presente trabalho analisou os fatores ambientais que exercem maior influência sobre o ciclo e a dinâmica das águas superficiais e subterrâneas no âmbito da bacia hidrográfica, por meio da caracterização ambiental e da análise hidrogeomorfológica. Para tanto, foi elaborado um amplo inventário hídrico-ambiental dos seguintes componentes: geologia, hidrogeologia, clima, pedologia, morfologia, morfometria, fluviometria, cobertura natural e tipos de uso da terra e da água. Tais componentes foram analisados de forma integrada com o auxílio do método de Análise

Hierárquica — AHP (*Analytic Hierarchy Process*) e de ferramentas computacionais baseadas em Sistemas de Informação Geográfica (SIG).

1.2 Problemática da investigação.

Constatadas alterações na dinâmica cíclica da água, com reflexo direto na disponibilidade hídrica da paisagem; fica estabelecida a necessidade de identificação dos fatores condicionantes e de compreensão dos processos envolvidos no controle do ciclo hidrológico, mediante a caracterização de sistemas ambientais e a análise hidrogeomorfológica.

Para Lein (2012), a caracterização ambiental envolve o levantamento de dados e informações físicas e biológicas disponíveis em determinada escala geográfica, processo que ocorre de duas formas: a caracterização de “linha de base”, que captura a condição atual do sistema, e a de “condição de modelo”, usada como representação do potencial de restauração. Essa abordagem permite, assim, comparações, a definição de limiares de mudança e o estabelecimento de parâmetros para ações prioritárias que visem à melhoria do sistema.

Neste contexto, os sistemas ambientais são compreendidos como um conjunto integrado de elementos naturais e, frequentemente, antrópicos, cujas interações dinâmicas resultam em entidades organizadas na superfície terrestre, formando unidades funcionais. Esses sistemas abrangem componentes bióticos e abióticos, além das alterações induzidas pela ação humana. Sua análise, sob uma perspectiva holística, permite compreender amplamente a organização, o funcionamento e a dinâmica ambiental em diferentes escalas espaciais (CRISTOFOLETTI, 1999; COSTANZA, 2023).

A hidrogeomorfologia, por sua vez, é um campo científico interdisciplinar emergente que estuda as relações entre geomorfologia e hidrologia, unindo diversos campos relacionados à geografia física, sensoriamento remoto, geofísica aplicada e riscos naturais (TEIXEIRA; CHAMINÉ et. al., 2013, p. 1).

Com base na capacidade de análise integrada de variáveis ambientais e antrópicas, a incorporação do método AHP consiste em um importante mecanismo de suporte na análise hidrogeomorfológica.

Fundamentado no trabalho seminal de Saaty (1980), o método AHP opera como um modelo de análise de decisão multicritério que permite decompor problemas complexos em hierarquias, atribuir pesos relativos aos critérios por meio de comparações

par a par e quantificar a consistência lógica dessas avaliações. Essa estrutura hierárquica é particularmente adequada para a análise hidrogeomorfológica, na qual múltiplos fatores, como litologia, declividade e uso da terra, interagem de forma não linear para controlar a ocorrência e a recarga de águas subterrâneas (MULU; KEREBIH; HAILU, 2024).

Mediante o suporte desses procedimentos metodológicos, o presente trabalho buscou fundamentar respostas para as seguintes questões ambientais relacionadas ao ciclo hidrológico na paisagem: Quais fatores ambientais exercem controle sobre o ciclo hidrológico? Quais processos o controlam na paisagem? Como as propriedades físicas de cada componente ambiental influenciam os processos controladores do ciclo hídrico? Como as atividades antrópicas impactam a dinâmica hídrica natural? Como as propriedades do ambiente determinam os níveis de vulnerabilidade hidrogeomorfológica? Como os diferentes níveis de vulnerabilidade impactam a disponibilidade hídrica da paisagem no âmbito da bacia hidrográfica?

A busca por respostas foi norteadada pela hipótese de que as unidades geológicas, como componentes do sistema ambiental, condicionam a morfogênese e a pedogênese, sendo, assim, determinantes na dinâmica cíclica da água em escala local. Esses fatores, associados aos diferentes tipos de uso e cobertura da terra, determinam o potencial hidrológico da paisagem, avaliado por meio de indicadores como a Curva-Número (CN)¹, que estima o escoamento superficial; a Capacidade de Água Disponível (CAD)², que representa o volume de água que o solo consegue reter para as plantas; e a Capacidade de Armazenamento de Água no Solo (STC)³, que indica a capacidade máxima de retenção de umidade. Considera-se que estes são indicadores de vulnerabilidade, com potencial preditivo para os padrões de disponibilidade hídrica, com repercussão direta sobre os diferentes tipos de uso da terra e da água na paisagem.

Para testar a hipótese, o presente trabalho analisou a dinâmica climática, hidrológica, ambiental e hidrogeomorfológica de três sub-bacias com sistemas hidrogeológicos predominantemente diferentes, nas cabeceiras da bacia hidrográfica do

¹ Método do SCS (1972) que estima o escoamento superficial com base na permeabilidade do solo e no uso da terra. Seus valores variam de 0 (solo muito permeável) a 100 (alta geração de escoamento).

² A Capacidade de Água Disponível (CAD), representa o volume total de água que um solo consegue reter e que está acessível para ser absorvido pelas plantas. É definida pela diferença entre dois limites de umidade do solo: a Capacidade de Campo (CC) e o Ponto de Murcha Permanente (PMP), um conceito proposto por Veihmeyer e Hendrickson em 1949

³ A STC (Soil-moisture Storage Capacity), consiste em um Parâmetro utilizado pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) que representa a capacidade máxima de armazenamento de umidade do solo

rio Cabaçal (MT), localizada ao norte da bacia hidrográfica do alto Paraguai (BAP) nos anos de 2023 e 2024.

1.3 Objetivos da pesquisa.

1.3.1 Objetivo Geral.

- ✓ Avaliar a dinâmica das águas superficiais e subterrâneas em diferentes sistemas lito-hidrogeológicos por meio da caracterização hidrogeomorfológica

1.3.2 Objetivos Específicos.

- ✓ Caracterizar as unidades climáticas, geológicas, tectônicas, geomorfológicas, pedológicas e morfométricas.
- ✓ Identificar e analisar alterações na cobertura natural e no uso e ocupação da terra.
- ✓ Quantificar os volumes de precipitação e vazão.
- ✓ Avaliar a sazonalidade dos aquíferos.
- ✓ Compilar dados de Curva-Número (CN), Capacidade de Água Disponível (CAD), Capacidade Total de Armazenamento de Água no Solo (STC) e umidade do solo.
- ✓ Calcular e analisar o balanço hídrico.
- ✓ Mapear e avaliar o impacto do represamento de canais fluviais.
- ✓ Mapear e classificar os níveis de vulnerabilidade hidrogeomorfológica da paisagem.

1.4 Justificativa.

Considerando que os componentes ambientais se organizaram ao longo do tempo em unidades com características hidrológicas próprias, as quais podem ser alteradas pela ação humana (WILFORD *et al.* 2010; UNESCO, 2021), a presente pesquisa buscou compreender os diferentes padrões de escoamento superficial observados nas sub-bacias do rio Cabaçal, situadas sob distintas formações geológicas.

Nesta perspectiva, estudos realizados por Oliveira (2017) e Félix (2018) constataram que as áreas com predomínio de sistema hidrogeológico fraturado e de baixa porosidade primária, apresentam vazões relativas elevadas no período chuvoso e forte redução na estiagem. Por outro lado, as formações geológicas compostas por rochas com

elevado grau de porosidade (Formações Utiariti e Fortuna) apresentam escoamento superficial relativo, moderado no período chuvoso, com baixa redução da vazão no período de estiagem, quando comparadas a drenagens localizadas sobre sistemas fraturados. Os autores constataram, portanto que esses aquíferos respondem diretamente pelo fluxo de base das drenagens superficiais, desempenhando papel crucial na manutenção da vazão dos córregos nos períodos de baixos índices pluviométricos.

Dados da série histórica de vazão e precipitação da Agência Nacional de Águas (ANA), sistematizados por Félix (2018), apontam para um aumento da vazão nas décadas de 1970, 1980 e 1990, mesmo com a redução da precipitação. Esse período coincide com a colonização e a consolidação da atividade pecuária. Essa dinâmica, entretanto, inverteu-se de 2000 a 2018, período no qual os dados evidenciam uma tendência de redução da vazão.

Os dados indicam que o processo histórico de uso e ocupação do solo tem impactado a dinâmica do ciclo hidrológico e o regime fluviométrico das águas superficiais, com respostas que podem variar de acordo com a natureza geológica e pedológica da paisagem. Essas evidências somam-se ao aumento na perfuração de poços tubulares e na construção de represas em áreas úmidas, leitos de córregos e nascentes.

Estudo publicado pelo Projeto MapBiomias (2022) traduz essas constatações em números. De acordo com o projeto, o Brasil perdeu 15,7% de sua superfície de água nos últimos 30 anos. A perda mais severa ocorreu na região do Alto Paraguai e nos municípios que compõem o alto curso da bacia hidrográfica do rio Cabaçal, com valores que variam de -0,1 a -340.681 hectares (ha) por município.

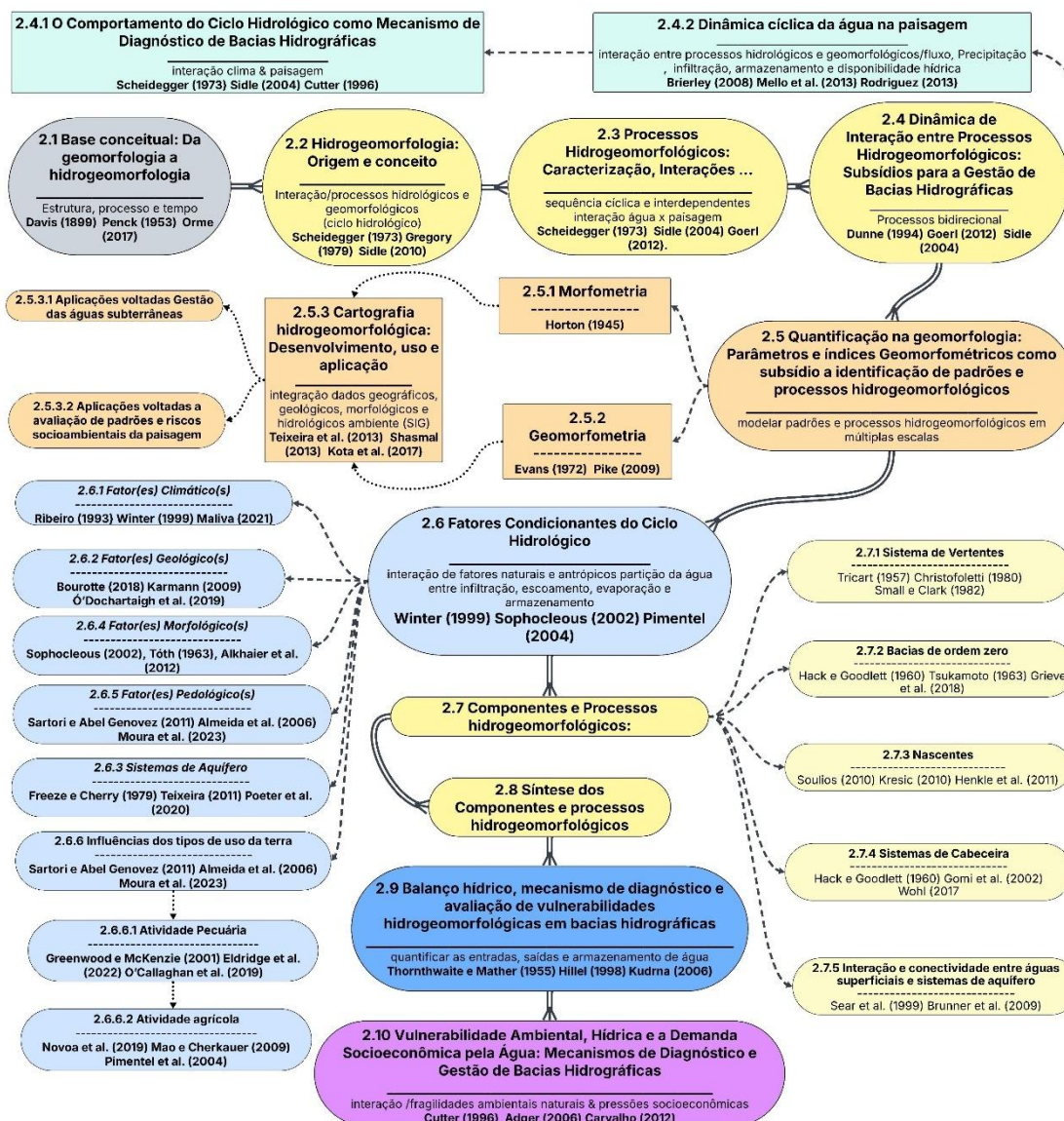
Neste contexto, a presente pesquisa propõe uma análise integrada para a caracterização hidrogeomorfológica. Através do estudo da composição geológica, pedológica e morfológica, em conjunto com a análise dos padrões de uso da terra, dados meteorológicos, escoamento superficial e a variação sazonal dos níveis dos aquíferos, a fim de compreender os fatores e os processos que controlam o ciclo hidrológico, a disponibilidade e a vulnerabilidade hídrica da paisagem em bacias hidrográficas

Aprofundar os conhecimentos sobre os processos e fatores que controlam a dinâmica das águas superficiais na paisagem das sub-bacias, a fim de compreender as evidências aqui apresentadas, constitui um fato de relevância pessoal, científica e social para esta pesquisa. A obtenção e a produção de dados viabilizarão uma análise segura das condições hidrológicas (subterrâneas e superficiais), permitindo estabelecer o potencial de cada unidade para usos múltiplos a curto, médio e longo prazo. Adicionalmente, o

estudo apontará formas de uso da terra que amenizem os impactos na dinâmica natural das águas, sendo importante para a avaliação da segurança hídrica regional e podendo servir de modelo para análises em outras áreas, de modo a auxiliar os organismos governamentais na tomada de decisões.

2 CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.

Figura 2 - Fluxograma da estrutura temática da fundamentação teórica



2.1 Base conceitual: Da geomorfologia a hidrogeomorfologia.

“Se a ciência é a reunião de fatos, teorias e métodos reunidos nos textos atuais, então os cientistas são homens que, com ou sem sucesso, empenham-se em contribuir com um ou outro elemento para essa constelação específica. O desenvolvimento torna-se o processo gradativo através do qual esses itens foram adicionados, isoladamente ou em combinação, ao estoque sempre crescente que constitui o conhecimento e a técnica científicos” (KUHN, 2017.p 20).

Ao longo da história, os seres humanos perceberam as variações em seus arredores e testemunharam o comportamento imprevisível dos elementos da natureza. Imponentes,

desafiavam suas capacidades e habilidades intelectuais. Desta forma, diferentes explicações foram apresentadas para esses fenômenos; cada um usou suas capacidades e ideias para explorar os segredos da natureza. No decorrer do tempo, os mais renomados cientistas comprovaram que a exploração paciente, a cautela nas generalizações e a revisão constante de ideias são as melhores maneiras de compreender os fenômenos naturais (CHORLEY, 2009).

Como toda ciência reconhecida na atualidade, a geomorfologia passou por um longo processo de amadurecimento, no qual a conformação de suas bases teóricas e procedimentos metodológicos se consolidaram durante centenas de anos. E como toda boa ciência, ainda se encontra em processo de transformação, mediante adaptação de sua abordagem às demandas da sociedade e incorporação do aparato tecnológico contemporâneo.

Trabalhando o processo de evolução da geomorfologia enquanto ciência, Orme (2017) destaca que a geomorfologia tem sua essência formada desde a antiguidade, através do registro das observações de agricultores neolíticos que entendiam de solos aluviais, inundações e secas; dos gregos que descreveram o ciclo da água e atribuíram as formas de relevo à ação dos terremotos, erosão de encostas e desmatamento; e de estudiosos na Europa medieval que ousaram fazer perguntas sobre a dinâmica da natureza, mas foram repreendidos por defenderem a experimentação em detrimento da fé.

Para Orme (2017), enquanto prática, a geomorfologia deriva da convergência de fundamentos observados na terra, na água e nas ciências aplicadas ao longo de quatrocentos anos. Nasce da simples dedução empírica da antiguidade, passa pela formulação do “catastrofismo” sustentado pela teoria do diluvialismo, que é substituída em seguida pelo “uniformitarismo” e evolui para a “ciclicidade” e seus desdobramentos posteriores, observados na teoria do comportamento crustal, ciclo hidrológico, dinâmica de fluidos, processos costeiros e eólicos. Sustentada pelos avanços tecnológicos, a geomorfologia como ciência, tem no estudo das formas do relevo e dos processos que as moldam seu campo de atuação.

Considerada uma disciplina associada à geografia física, a geomorfologia foi organizada a partir das bases filosóficas e científicas provenientes da “Filosofia da Natureza” com base nos trabalhos de Johann Goethe e Alexander von Humboldt. A abordagem descritiva de Goethe se baseava no rigor da observação e correlação conforme princípios da filosofia de Kant, que observava a unidade e a diversidade como um todo

orgânico interagindo de forma recíproca. Sob influência de Goethe, Humboldt instrumentaliza os procedimentos de registro sistemático dos perfis topográficos do relevo e das unidades de paisagens e suas respectivas variações espaciais dentro de um contexto ambiental, incorporando assim a noção de espacialidade necessária à representação cartográfica (VITTE, 2008).

Em seu processo de estruturação como ciência, a geomorfologia passa da observação e registros de processos naturais para a incorporação de princípios filosóficos com bases metodológicas, que com o passar do tempo se multiplicam, dando origem a diversas correntes teórico-metodológicas, à medida que se consolida como ciência moderna.

Amadurecida e ocupando lugar entre as ciências modernas, a geomorfologia se subdivide em subcampos. Pitty (2020) argumenta que estes subcampos são marcados por uma aparente incoerência; contudo, o autor ressalta que os postulados modernos apresentados por William Morris Davis, John Wesley Powell, Grove Karl Gilbert, Walther Penck, dentre outros, estão mais voltados para a complementariedade do que para divergências, portanto, coerentes.

Para Nordberg e Turkington (2004), a história do pensamento geomorfológico pode ser resumida como uma série de tendências teóricas ou metodológicas dominantes que consistem em uma lei natural de classificação do ciclo geográfico de W. M. Davis e cronologia de desnudamento, geomorfologia de processos, análise de sistemas e as abordagens de sistemas dinâmicos não lineares contemporâneas.

A geomorfologia, como disciplina científica, busca compreender a dinâmica evolutiva das formas de relevo e observar os processos e mecanismos associados, a fim de identificar e esclarecer as características e padrões de tais formas e sua distribuição espacial. Para atingir esse objetivo, os geomorfólogos empregam fundamentos teóricos que facilitam o estabelecimento de uma correlação entre o observado e o abstrato, permitindo-lhes fazer inferências sobre o fenômeno estudado e, finalmente, formular generalizações e princípios (PEIFER; AUGUSTIN, 2022).

Nesta perspectiva, tanto “compreender processos” quanto “observar processos e mecanismos” que “formam padrões” e conferem “características” ao modelado terrestre, compreende uma lógica processual de observação e análise dos elementos endógenos e exógenos que compõem e conferem dinamismo à superfície terrestre.

Essa premissa básica da ciência geomorfológica é componente orgânico desde sua concepção enquanto ciência moderna. Considerado um dos fundadores da geomorfologia,

Davis (1899) conceitua o ciclo geográfico, indicando que as formas de relevo são moldadas pelas variáveis de estrutura, processo e tempo. Sendo a observação e análise processual a forma pela qual se pode compreender as interrupções no ciclo causadas pelos movimentos da crosta terrestre e, conseqüentemente, seus efeitos na definição das formas de relevo. Ao descrever o papel dos rios na esculturação do relevo, Davis (1899, p. 495) argumenta que:

Embora o rio e a cobertura residual das encostas não se assemelhem à primeira vista, eles são membros extremos de uma série contínua, sendo legítimo afirmar que o 'rio' pode se estender por toda a sua bacia e até mesmo pelas suas divisões, sendo o rio como as nervuras de uma folha; visto de forma ampla, é como a folha toda.

A analogia de Davis (1899) nos remete à noção de que a percepção de totalidade e integralidade dos componentes ambientais estava presente na gênese da ciência geomorfológica. Ao se referir ao rio como um produto do “todo” “folha”, Davis evidencia esta realidade, condicionada sobre a dinâmica processual de estrutura, processo e tempo, sendo o rio reflexo de toda a área de contribuição que o forma. Neste cenário, a “folha” (bacia) compreende a estrutura (Geologia) e o rio, a expressão de processos, que evolui interagindo com as estruturas ao longo do tempo.

Na concepção de Albrecht e Walter Penck na obra “Análise Morfológica da Forma da Terra”, a geomorfologia é concebida como uma estrutura integrada, onde as formas atuais do relevo observável são resultado da interação entre as forças antagônicas dos processos endógenos e exógenos. Ou seja, as ações das forças geradas pelo interior da crosta terrestre, por um lado, e aquelas impulsionadas pelas mudanças climáticas atuais e passadas na atmosfera, por outro (BASTOS *et al.* 2019; STEERS, 1953). Ao propor uma alternativa ao ciclo geográfico de Davis, Penck incorpora o elemento climático como agente modelador do relevo, onde a dinâmica processual ocorre a partir da interação dos processos endógenos e exógenos de forma a estabelecer uma condição de equilíbrio.

Elemento característico da geomorfologia, a noção de ciclo está associada a uma sequência de estágios ou fases na evolução do relevo e paisagens. Envolve a análise do comportamento e da modificação das formas de relevo ao longo do tempo, desde a fase da juventude até a maturidade e, eventualmente, a velhice, em que o conceito de equilíbrio desempenha um papel crucial na compreensão dos diferentes estágios de um ciclo geomórfico. É o equilíbrio entre forças e resistências na morfogênese que condiciona e limita a evolução das formas do relevo (KLEIN, 2012).

Neste contexto, os processos geomórficos são vistos como manifestações de tensões mecânicas que operam nos materiais terrestres para produzir várias formas de deformação. O conceito de processo em geomorfologia evoluiu ao longo do tempo para abrigar o comportamento não linear e a dinâmica dependente do tempo. A metafísica do processo oferece uma concepção alternativa que coloca o processo, ao invés da mecânica, em uma posição de primazia ontológica (RHOADS, 2013).

Formas e processos, portanto, estão correlacionados; o estudo de ambos pode ser considerado como o objetivo central deste ramo do conhecimento, como as características fundamentais do sistema geomorfológico. As formas, os processos e as suas relações constituem o sistema geomorfológico, que é um sistema aberto, pois recebe influências e atua sobre outros sistemas componentes de seu universo (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Desta forma, observamos que os aspectos geomorfológicos da paisagem são controlados por quatro processos basilares: os tectônicos, geológicos, climáticos e hidrológicos. Combinados, são os responsáveis por atribuir as características presentes nas paisagens, tanto na forma quanto nas propriedades naturais. Dentre estes, os processos climáticos e hidrológicos são os principais responsáveis por mudanças a curto e médio intervalo de tempo na escala geológica.

Alicerçada nestes elementos, a hidrogeomorfologia de Scheidegger (1973) se coloca como um subcampo especializado na análise das interações e resultados dos processos geomórficos baseado na análise multivariável dos elementos que integram a paisagem.

2.2 Hidrogeomorfologia: Origem e conceito.

O processo evolutivo das técnicas e procedimentos metodológicos requer, naturalmente, ajustes nas terminologias científicas, a fim de assimilarem novos conceitos e expandir seu significado original. Para Lavoisier *et al.* (1789):

A impossibilidade de isolar a Nomenclatura da ciência e a ciência da Nomenclatura se deve ao fato de que a ciência é formada por três princípios: o conhecimento dos fatos científicos, as ideias que os definem e as palavras que os expressam. A palavra deve dar origem à ideia, e a ideia deve retratar o fato. Como são as palavras que conferem ideias e que as transmitem, não se pode aperfeiçoar a linguagem sem aperfeiçoar a ciência, nem a habilidade sem a linguagem (LAVOISIER *et al.* 1789.P. VJ).

Desta forma, compreende-se que as palavras (termos) são cruciais porque dão forma às ideias e as comunicam, tornando impossível aprimorar a ciência sem aprimorar a linguagem.

Caracterizada como um subcampo em ascensão, o termo hidrogeomorfologia foi conceituado pela primeira vez em 1973, em um artigo submetido à revista “Journal of Hydrology” por Adrian E. Scheidegger. Radicado no Instituto de Geofísica da Universidade Técnica de Viena, o autor apresenta uma revisão dos conhecimentos até então disponíveis sobre os efeitos mecânicos causados pela água na morfologia da Terra, descrevendo a interação mecânica das águas superficiais e subterrâneas na paisagem e os efeitos das águas do mar nas regiões costeiras e no assoalho oceânico, nominando o trabalho de “Hydrogeomorphology”.

Para o autor, a "hidrogeomorfologia estuda as formas da terra, observando a ação da água". Destaca que "quase toda a geomorfologia é “hidro-geomorfologia”, pois a água é o mais importante dos agentes modeladores da superfície terrestre”. Sendo assim, “qualquer discussão sobre efeitos geomorfológicos da água deve começar a partir do ciclo hidrológico” (SCHEIDEGGER, 1973, p.193).

A obra Scheidegger (1973) discute o ciclo hidrológico, observando a dinâmica do balanço hídrico global, caracterizando os processos geodinâmicos da atuação das águas, observando que: Os efeitos das águas superficiais são marcados pela dinâmica dos processos de erosão fluvial, erosão hídrica nas encostas e efeitos tectônicos. Os efeitos das águas subterrâneas são trabalhados a partir da caracterização dos processos de infiltração/percolação nos poros das rochas/solo, na estabilidade das encostas e nos fenômenos de consolidação e areia movediça. Por sua vez, a atuação das águas marinhas atua fortemente no litoral, estabelecendo condições de equilíbrio no transporte de materiais entre a plataforma oceânica e os efeitos de grande magnitude dos tsunamis e mudanças no nível do mar em pequena e grande escala. O autor finaliza o trabalho destacando os processos das águas no oceano profundo, por meio dos mecanismos físicos das correntes marítimas e da turbidez. Constata-se que, em sua busca por caracterizar o termo hidrogeomorfologia, o autor busca reunir os elementos que dão sentido à ideia, contemplando na discussão os meios impactados pela ação da água no continente e no oceano.

Após a proposição do termo hidrogeomorfologia por Scheidegger (1973), o conceito é abordado por Kenneth John Gregory em duas obras consecutivas. Em 1978, Gregory explora as perspectivas da hidrogeomorfologia, destacando a importância da hidrologia e

da análise de padrões espaciais nas bacias hidrográficas e no relevo fluvial. No ano seguinte, Gregory se dedica a discutir as bases para uma hidrogeomorfologia aplicada, concluindo que a disciplina se consolidou com a análise dos processos e sistemas nas décadas de 1960 e 1970, culminando em propostas de aplicação prática nas décadas seguintes.

Para Gregory (1979), as aplicações e contribuições para os aspectos de forma só podem surgir do conhecimento dos processos e das mudanças recentes, através de investigações sobre padrões espaciais e das implicações decorrentes das mudanças induzidas pela atividade humana.

Embora vislumbre para a hidrogeomorfologia uma atuação voltada à análise morfológica ligada à dinâmica fluvial, propondo uma abordagem menos focada em processos decorrentes do ciclo hidrológico como propõe Scheidegger (1973), Gregory (1979) traz grandes avanços para este subcampo da geomorfologia ao propor que sua atuação deve ser de caráter aplicado com foco na análise sistêmica processual e espaço-temporal das formas da paisagem, considerando a atuação antrópica. Estabelece, portanto, que “se o interesse em formas e processos em bacias de drenagem está ligado à geomorfologia, então a hidrogeomorfologia é um termo adequado para estudar processos fluviais, formas relacionadas e suas inter-relações” (GREGORY, 1979 p. 84).

Observando a conceituação inicial do termo hidrogeomorfologia, constatamos que Scheidegger (1973) estabelece o Ciclo hidrológico como ponto de partida dos estudos relacionados à hidrogeomorfologia, ampliando, portanto, as possibilidades de interações no campo investigativo sobre a atuação da água na origem, definição de formas e funções do relevo. Observar o ciclo hidrológico implica considerar os efeitos sistêmicos desencadeados pela dinâmica de precipitação, infiltração, evaporação, evapotranspiração, escoamento superficial e subsuperficial. Estes processos de considerável complexidade, ao interagirem com o substrato geológico e formas preexistentes do relevo provenientes dos movimentos tectônicos, apresentam características próprias que dão origem a paisagens específicas.

Os componentes morfológicos ligados ao ciclo hidrológico a nível de bacias hidrográficas também são destacados por Freeze e Cherry (1979, p 4). Estes afirmam que “a natureza dos materiais subterrâneos controla as taxas de infiltração e estas influenciam no tempo e na distribuição espacial do escoamento superficial”. Destacam, portanto, a bacia hidrográfica como lócus dos processos “hidro” geomorfológicos, tendo o

componente geológico (“materiais subterrâneos”) como condicionante das interações entre águas subterrâneas e águas superficiais.

Xu e Titus *et al.* (2002, p. 375-37) destacam que “Tradicionalmente a abordagem hidrogeológica busca compreender a ocorrência de águas subterrâneas e o delineamento das condições hidrogeológicas, e, eventualmente, a determinação da relação entre águas subterrâneas e corpos d'água superficiais”.

Tricart (1961 p. 27), ao tratar da geomorfologia e águas subterrâneas, conclui que a geomorfologia “fornece ao hidrogeólogo elementos para responder a questões fundamentais de como e onde a água subterrânea infiltra? Quanto da água é infiltra?”.

Desta forma, é possível observar que a hidrogeomorfologia busca transformar a “eventualidade” das observações “entre águas subterrâneas e corpos d'água superficiais” da hidrogeologia em seu objeto de análise. Contribuindo e ampliando a compreensão da ação da água na paisagem como questiona Tricart (1961). Atendo-se à convergência de ideias de Scheidegger (1973) e Gregory (1979) de que a abordagem deve se ater ao estudo dos fenômenos situados na interface da hidrologia e da geomorfologia.

Após ampla revisão do conceito, Sidle e Onda (2004 p. 597) definem a hidrogeomorfologia como "uma ciência interdisciplinar que se concentra na interação e articulação dos processos hidrológicos com as formas da terra ou materiais terrestres e na interação dos processos geomórficos com a água superficial e subsuperficial em dimensões espaciais e temporais".

Seguindo o mesmo princípio, Teixeira e Chamine *et al.* (2013, p. 2) observam que a hidrogeomorfologia foca “na relação entre processos hidrológicos com materiais terrestres e a interação de processos geomórficos relacionando o regime de fluxo de águas superficiais/águas subterrâneas”.

Para Sidle (2010, p. 1115), a hidrogeomorfologia evoluiu nas últimas décadas, incluindo fatores bioclimáticos. Destaca que estes exercem influência sobre a distribuição espacial e evolução temporal de processos hidrológicos e geomórficos na paisagem. Segundo Dunne (1994), a hidrogeomorfologia evolui da interpretação geomórfica conceitual, passando pela análise quantitativa e culmina com o desenvolvimento de técnicas voltadas à modelagem numérica para auxiliar hidrólogos e geomorfólogos.

Contudo, Sidle e Onda (2004, p. 600) alertam que “muitas das tentativas de quantificar e modelar processos hidrogeomórficos em diferentes escalas de tempo e espaço têm sido menos do que satisfatórias, devido à falta de compreensão das ligações

entre os processos”. Fica evidente que a compreensão dos processos e suas interações é o âmago da hidrogeomorfologia, princípio este, discutido a seguir.

2.3 Processos Hidrogeomorfológicos: Caracterização, Interações e Efeitos sobre a Dinâmica da Água na Paisagem.

Scheidegger (1973) classifica processos hidrogeomorfológicos como sendo o resultado de interações complexas entre a água e a paisagem, que, ao interagirem, desencadeiam mudanças físicas e morfológicas na superfície terrestre. Para Goerl, *et al.* (2012.p.109), os “processos hidrogeomorfológicos devem ser aqueles que exercem controle tanto sobre a evolução e formação da paisagem como sobre os processos hidrológicos” (Figura 03).

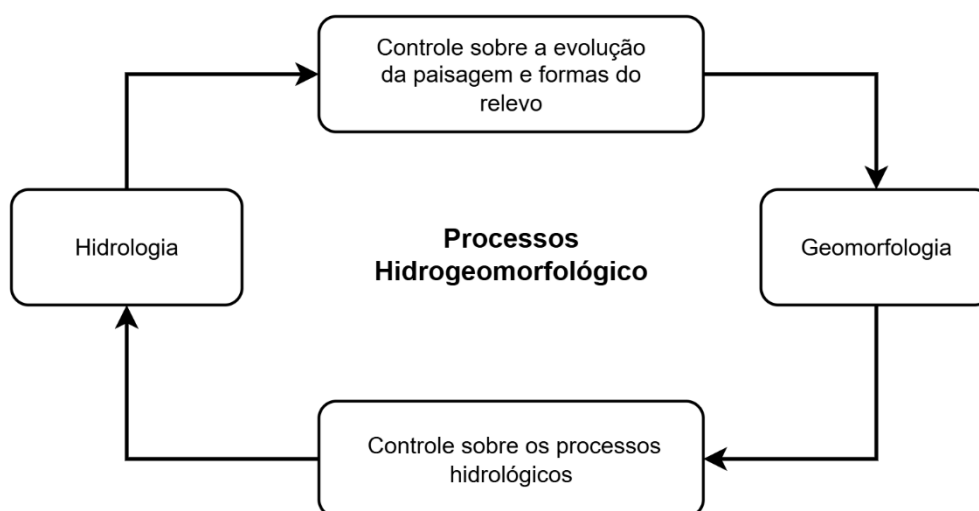
Este princípio, portanto, envolve uma dinâmica cíclica interdependente, sendo o resultado das ligações e interação entre processos relacionados à água (hidrológicos) com as formas da paisagem ou materiais terrestres (geomorfológicos), bem como da interação entre os processos geomorfológicos com as águas superficiais e subsuperficiais em diferentes escalas de tempo e espaço” (GOERL *et al.* 2012).

Compreendendo que a hidrogeomorfologia está focada na relação entre a água e o relevo (propriedades e formas), cabe a nós termos clareza do que venha a ser processo(s) para avançar na compreensão de como estes atuam sobre a dinâmica da água na paisagem.

Do ponto de vista etimológico, a palavra processo vem do latim “processus”, que significa “avançar, mover-se para frente” (CARVALHO, 1956; CUNHA, 2019). Para Christofolletti (1980, p.1), processo pode ser compreendido “como sendo uma sequência de ações regulares e contínuas que se desenvolvem de maneira relativamente bem especificada e levando a um resultado determinado”.

Partindo deste conceito, podemos nos indagar: como as formas e propriedades do relevo facilitam ou dificultam o avanço, permanência ou circulação da água nos diferentes extratos ou substratos da superfície terrestre? Ou como diferentes níveis de concentração ou disponibilidade de água influenciam nas propriedades, formas e feições do relevo? De acordo com as características de determinado local, quais fatores favorecem ou inibem o movimento cíclico sequencial regular e contínuo da água na paisagem? Estas provocações basilares são necessárias para identificar, delinear e caracterizar a existência e a dinâmica de processos hidrogeomorfológicos.

Figura 3 - Processos Hidrogeomorfológicos



Fonte: Adaptado de Goerl, Kobiyama e Santos (2012)

Sobre este aspecto, Winter (1995) argumenta que fatores naturais como a composição geológica, morfológica, cobertura pedológica e vegetal são os principais responsáveis por controlar a dinâmica de circulação da água na paisagem.

Desempenhando funções distintas (isoladas ou combinadas), estes fatores respondem direta ou indiretamente pela facilitação, restrição ou permanência e circulação das águas em determinado local, cabendo especificar que: os aspectos Geológicos, dados por rochas porosas e permeáveis, como arenitos e calcários, e a ocorrência de fraturas e falhas facilitam a circulação e infiltração das águas. Por outro lado, rochas impermeáveis, pouco ou nada fraturadas, como rochas cristalinas, argilitos e folhelhos, podem restringir o fluxo de água. Aspectos Morfológicos, como inclinação e forma do relevo, controlam as taxas de escoamento superficial, infiltração e recarga das águas subterrâneas e evaporação. Depressões e vales podem atuar como áreas de armazenamento temporário de água ou facilitar o fluxo subterrâneo em direção a cursos d'água, enquanto relevos íngremes tendem a apresentar maior escoamento superficial em detrimento da infiltração. Por sua vez, solos permeáveis, com elevado teor de areia e cascalho, permitem maior infiltração e circulação da água, e solos argilosos tendem a restringir a percolação e favorecer o escoamento superficial (WINTER, 1995; SOPHOCLEOUS, 2002).

Outro fator que, combinado aos demais elementos citados, exerce importante controle sobre a dinâmica cíclica da água é a cobertura vegetal. De acordo com Sidle (2004), a vegetação exerce controle direto sobre os mecanismos de interceptação, evapotranspiração, sombreamento, estabilização dos solos, infiltração e retenção de água na paisagem. De modo geral, permite a retenção de água na paisagem por mais tempo.

Contrapondo, sua ausência reduz os níveis de umidade do ar e do solo, permitindo fluxos rápidos da água precipitada.

Dado como um fator externo, não natural, contudo, com grande influência sobre os processos naturais de circulação e retenção da água, as ações humanas impactam diretamente os processos hidrogeomorfológicos. Alguns dos principais impactos incluem a canalização e retificação de drenagens naturais, construção de barragens e represas, drenagem de áreas úmidas, extração de água subterrânea, urbanização e Impermeabilização do solo (POOLE, 2010).

Portanto, a interação entre o ciclo hidrológico e os componentes ambientais desenvolve uma série de processos que moldam as características da superfície terrestre, por meio do intemperismo (físico-químico), transporte e deposição e redistribuição de sedimentos, mediante presença e movimento da água de acordo com as características e propriedades de cada componente, que, por sua vez, passa a influenciar as taxas de armazenamento e fluxo de água, em um processo cíclico interdependente (SCHEIDEGGER, 1973; DUNNE, 1994).

Partindo destas concepções, podemos considerar que as propriedades físicas e morfológicas (naturais ou antrópicas) do ambiente atuam como mecanismos de controle dos processos hidrogeomorfológicos, uma vez que a “sequência de ações regulares e contínuas” da água na paisagem estão condicionadas às características e propriedades ambientais locais.

Portanto, processos hidrogeomorfológicos podem ser caracterizados como movimentos e progressões cíclicas da água na paisagem, como resposta das interações entre os componentes ambientais (geologia, morfologia, pedologia, cobertura vegetal e tipo e grau de antropismo) de uma região. Combinados, determinam e modificam continuamente as propriedades, configuração e características da paisagem, criando um sistema de feedback contínuo entre a água e o relevo. Revelando assim elevado grau de complexidade.

Esta complexidade pode ser observada nos inúmeros processos identificados ao sintetizar os principais processos hidrogeomorfológicos estudados (Tabela 01). De natureza diversa, foi possível agrupá-los em cinco (05) categorias principais: os relacionados à dinâmica hidrológica, erosão e sedimentação, fluxo e movimento da água, movimento de massa e os ligados à ação antrópica.

Tabela 1 - Síntese de processos hidrogeomorfológicos

| Processo hidrogeomorfológicos | |
|--------------------------------------|---|
| Categoria | Processo |
| Hidrológicos | Evaporação |
| | Evapotranspiração |
| | Infiltração |
| | Escoamento superficial |
| | Retenção/armazenamento de água no solo/rocha |
| | Recarga de aquíferos |
| | Conectividade hidrológica |
| | Interação entre encosta, canal e zona ripária |
| Erosão e Sedimentação | Erosão superficial |
| | Erosão fluvial |
| | Erosão costeira |
| | Erosão glacial |
| | Sedimentação |
| | Assoreamento |
| Dinâmica de Fluxo | Inundações |
| | Fluxo de água superficial |
| | Fluxo subsuperficial |
| | Fluxos preferenciais e hiper concentrados |
| | Fluxos de detritos |
| | Formação de canais |
| | Geração de escoamento e conectividade hidrológica |
| Movimentos de Massa | Deslizamentos de terra |
| | Movimentos de massa |
| | Subsidência do solo |
| Alterações Antrópicas | Compactação e impermeabilização dos solos |
| | Drenagem de áreas úmidas |
| | Alteração de canais fluviais |
| | Canalização de drenagens naturais |
| | Construção de barragens e represas |

Fonte: Adaptado de Scheidegger (1973); Gregory (1979); Sidle (2004); Sidle e Onda (2004), Poole (2010); Goerl *et al.* (2012;)

2.4 Dinâmica de Interação entre Processos Hidrogeomorfológicos: Subsídios para a Gestão de Bacias Hidrográficas.

Dunne (1994), destaca que a compreensão das interações entre os processos hidrogeomorfológicos é procedimento essencial para identificar, quantificar e diagnosticar as condições ambientais da paisagem, em diferentes escalas de tempo e espaço.

Derivada do Latim “inter + act”, a palavra interação compreende o ato de reciprocidade entre dois ou mais corpos, ou a capacidade de "agir um sobre o outro". Na

física, constitui o processo em que o estado de uma partícula é alterado devido à ação de outra ou de um campo (CUNHA, 2019; BORBA *et al.* 2023).

Desta forma, compreender a interação entre os processos hidrogeomorfológicos passa, necessariamente, pelo entendimento de como um modifica o outro e como a nova condição influencia os fatores que deram origem a ambos. Tomando como exemplo, trata-se de entender como a infiltração afeta a erosão superficial e como superfícies erodidas afetam a dinâmica de infiltração e novos estados de erosão.

Sobre esta perspectiva, Goerl *et al.* (2012, p. 107) especifica que “um processo hidrológico propicia a modificação, evolução ou formação do relevo, que, por sua vez, exerce controle sobre a intensidade, magnitude e duração do processo hidrológico. Ou seja, o processo modifica a forma que, por sua vez, condiciona o processo”. Desta forma, a interação entre processos hidrológicos e morfológicos condiciona propriedades e formas da paisagem.

Portanto, é possível observar que a dinâmica de interação entre os processos hidrogeomorfológicos é bidirecional. Combinados, processo e forma influenciam e são influenciados, podendo ainda os níveis de influência atingir patamares mais complexos quando passa de interações entre dois processos para a combinação de um conjunto de processos.

Portanto, a conexão entre as variáveis envolvidas na regulação de processos e interação entre ambos pode ser investigada por estudos de processo-resposta, a exemplo do balanço hídrico, visando compreender o comportamento do ciclo hidrológico em bacias hidrográficas.

2.4.1 O Comportamento do Ciclo Hidrológico como Mecanismo de Diagnóstico de Bacias Hidrográficas.

Considerando que para Scheidegger (1973, p.193) “qualquer discussão sobre efeitos geomorfológicos da água deve começar com o ciclo hidrológico”, temos neste o ponto de partida para compreender como a água interage com a paisagem mediante análise da dinâmica de atuação, interação de e entre processo(s) e resposta(s), uma vez que permite analisar o comportamento da circulação contínua da água na paisagem em determinada bacia hidrográfica.

Este processo cíclico da água, através da manifestação do clima, afeta a distribuição da água na superfície terrestre, influenciando a formação de rios, lagos e aquíferos, tendo

na quantidade e sazonalidade da precipitação os fatores determinantes na disponibilidade de água, formação dos solos e distribuição dos padrões de vegetação. O clima, portanto, molda a paisagem terrestre, controlando processos erosivos, pedogenéticos e biogeográficos (PENCK, 1973).

Portanto, a manifestação do clima local estabelece as características do ciclo hídrico, ao interagir com a superfície terrestre e demais sistemas.

Uma das maneiras mais eficientes de caracterizar quanti e qualitativamente a atuação dos componentes do ciclo hidrológico se dá mediante análise de bacias hidrográficas, uma vez que sua natureza dimensional permite estudar a dinâmica da água por meio do processo precipitação x vazão. Estes dados permitem a obtenção de informações bastante seguras e condizentes com a realidade ambiental e seus reflexos sobre o comportamento da água nas bacias hidrográficas, sendo estas informações importantes para a tomada de decisões, planejamento e gerenciamento do uso e conservação dos recursos hídricos (KOBAYAMA *et al.* 2002).

A observação do comportamento do ciclo hidrológico em determinada bacia hidrográfica constitui importante procedimento para observar a atuação e interação dos processos, mediante identificação de fatores ambientais que favorecem ou inibem a dinâmica de infiltração, circulação e retenção de água e, conseqüentemente, na sua disponibilidade.

Para Sidle e Onda (2004), as contribuições mais importantes da Hidrogeomorfologia consistem no estudo conjunto dos processos hidrológicos e geomorfológicos em nível de bacia, pois a avaliação destes processos em escalas temporais e espaciais correlatas permite levantar questões relevantes sobre seu estado ambiental.

Desta forma, a bacia hidrográfica pode ser caracterizada como importante mecanismo de diagnóstico hidroambiental que permite identificar áreas de maior ou menor potencial de disponibilidade hídrica, uma vez que, de acordo com Santosa e Narulita (2020, p. 2), “esta é uma condição influenciada pelas características regionais, como relevo, litologia, estratigrafia, estruturas de camadas rochosas, precipitação e uso da terra”.

A relação água (hidrológica) x relevo (Geomorfologia) naturalmente configura processos únicos, justificando uma abordagem científica própria, por desencadarem processos específicos correlacionados, que resultam na esculturação do relevo e nos níveis de disponibilidade hídrica superficial e subsuperficial.

Estes elementos associados contribuem para a determinação dos processos e dinâmica específica decorrente de cada associação, possibilitando a identificação e classificação

dos processos responsáveis pela dinâmica cíclica da água e seus mecanismos em diferentes escalas de tempo, possibilitando uma melhor compreensão da relação entre água subterrânea e corpos hídricos superficiais de determinada bacia hidrográfica.

Para Felipe *et al.* (2015), ao considerar em suas análises as peculiaridades locais acerca das características e configuração espacial dos sistemas de aquíferos, a hidrogeomorfologia apresenta evolução significativa, permitindo avaliar as capacidades hídricas de cada unidade de paisagem e evidenciando a necessidade de uma análise ambiental holística, a fim de compreender a interação entre os processos hidrogeomorfológicos em suas dimensões naturais e antrópicas.

Parra *et al.* (2015) argumenta que é importante considerar que as características e dinâmica hidrogeomorfológica das bacias hidrográficas está diretamente relacionada às atividades de uso e ocupação, que atuam como mecanismos de regulação da dinâmica hídrica da paisagem. Portanto, o estudo destes fatores deve condicionar e subsidiar projetos envolvendo a restauração fluvial, com foco em problemas geomorfológicos e soluções ambientais no curto, médio e longo prazo, disponibilizando conhecimentos para a sociedade para um convívio sustentável com os recursos hídricos.

Dada a dinamicidade e diversidade ambiental e dimensional das bacias hidrográficas, o ciclo hidrológico local mediante respostas hídricas de entrada e saída são também diversos e complexos, sendo necessária a adoção de procedimentos metodológicos capazes de articular uma base de dados multivariável.

Desta forma, o mapeamento hidrogeomorfológico é uma das formas mais eficientes de se fazer estas análises em diferentes escalas, podendo ser integrado a uma abordagem de gestão, considerando processos distintos de regulamentação e práticas de gestão específicas em conformidade com as características hidrogeológicas identificadas (MASSÉ *et al.* 2017).

2.4.2 Dinâmica cíclica da água na paisagem.

A investigação dos processos decorrentes da interação entre elementos ambientais determinantes na dinâmica hidrológica e geomorfológica busca estabelecer a correlação entre tais elementos e os processos resultantes dessa interação, caracterizando e mensurando cada processo em escalas de tempo e espaço.

Dentre outras possibilidades, de aplicação, exploradas posteriormente, este delineamento espaço temporal, permite observar a origem de processos específicos responsáveis, por controlar a dinâmica da água na paisagem.

Sendo observado que, à medida que se dá a interação entre os agentes morfológicos e hidrológicos, estes resultam em processos singulares, relacionados a dinâmicas de superfície e subsuperfície, manifestando suas respostas sobre a rede de drenagem.

Nesta perspectiva, Brierley (2008) destaca que a dinâmica dos rios é influenciada pela combinação de processos geomórficos correlacionados ao tipo de regime fluvial, tipo e intensidade do fluxo dos canais e vegetação associada ao balanço sedimentológico. Combinados, estes fatores poderão modificar a distribuição das forças e o fluxo de energia e matéria dentro do sistema fluvial, determinando assim as características e a disposição dos elementos presentes nesse sistema. É, portanto, o rio e sua dinâmica, resultado de processos que os condicionam. Seu equilíbrio depende da estabilidade destes elementos presentes no ambiente.

Para Mello *et al.* (2013 p.1) o regime fluviométrico e a dinâmica de um rio dependem das características, climatológicas, físicas, morfológicas e dos sistemas de aquífero a que pertence da bacia hidrográfica.

Deste modo, o escoamento superficial e a recarga de águas subterrâneas de uma bacia hidrográfica estão diretamente relacionados às características do aquífero. Sendo este um dos fatores responsáveis pela perenidade dos corpos d'água.

Conforme, Rodrigues (2013) para que um rio seja perene, a carga hidráulica das águas subterrâneas nas proximidades deve ser superior à do rio. devendo existir um substrato permeável que permita absorção e a circulação de água entre os dois sistemas, que pode ser ou não contínuo.

Entender a dinâmica da água sobre a paisagem, passa necessariamente por compreender que seu estado e disposição sobre a superfície, depende de elementos e condições da subsuperfície, responsáveis pela geração dos fluxos.

Desta forma, a compreensão do mecanismo de geração de fluxo de base em rios é um pré-requisito para a estimativa de qualquer série temporal realista de descarga de água subterrânea em rios, pois permite a determinação da relação entre águas subterrâneas e corpos d'água superficiais. (XU, TITUS, *et al.* 2002).

A implícita relação entre a forma do relevo, o clima e as condições hidrológicas configuram uma unidade dinâmica e complexa, que resulta na configuração espacial da rede hidrográfica que compõem a paisagem. Nascentes, córregos, rios, lagos e áreas

úmidas são reflexo de toda uma complexa rede interdependente de elementos, superficiais e subsuperficiais

Neste contexto, a abordagem hidrogeomorfológica possibilita o diagnóstico sistêmico da bacia hidrográfica, permitindo prognósticos necessários a implementação de ações de planejamento e gestão dos recursos hídricos.

2.5 Quantificação na geomorfologia: Parâmetros e índices Geomorfométricos como subsídio a identificação de padrões e processos hidrogeomorfológicos.

Na busca por encontrar soluções e explicações para os fenômenos naturais, a ciência evoluiu da observação para a quantificação dos fatos observados. Seguindo essa tendência, a geomorfologia passou a empregar métodos e técnicas matemáticas voltadas à quantificação dos dados fisiográficos do relevo e da rede de drenagem, valendo-se de avanços na hidrologia.

Os estudos morfométricos em hidrologia e geomorfologia se originaram da necessidade de compreender a forma e as características do relevo e sua relação com a rede de drenagem. Esses estudos fornecem dados quantitativos sobre as dimensões das formas do relevo, permitindo comparações entre diferentes áreas e a identificação dos fatores que influenciam sua definição. Em meados do século XX, técnicas morfométricas e experimentos laboratoriais se destacavam, com foco teórico baseado na relação um-para-um entre processo e forma. Com foco nos processos, os estudos de pequenas bacias hidrográficas ganharam espaço, o que ampliou as investigações sobre a dinâmica e os processos fluviais. Os estudos concentraram-se na análise de parâmetros como a avaliação hipsométrica, o coeficiente orográfico e as propriedades estatísticas das redes de drenagem, por meio da análise das relações entre o número de rios, o comprimento dos canais e a área drenada, tendo como referência os trabalhos de Horton (1945), Strahler (1952) e Schumm e Lichty (1965), entre outros (CHRISTOFOLETTI, 1980; NORDBERG; TURKINGTON, 2004).

Considerando as contribuições para o progresso das representações numéricas do relevo e dos processos fluviais, Christofoletti (1980) destaca ainda o trabalho de Scheidegger (1970) e seus modelos matemáticos. Tais modelos, independentes de exemplificações práticas, contribuíram para o avanço da Geomorfologia teórica. Para o autor, é perceptível que a análise e a experimentação dos estudos geomorfológicos se

aplicam a princípios e conceitos de outras disciplinas, o que torna esse campo parte definitiva do movimento científico interdisciplinar.

É possível constatar que o surgimento de metodologias aplicadas aos estudos geomorfológicos, viabilizadas por uma série de novas abordagens provenientes de outros campos científicos.

Conforme aponta Gardner (2020), a aplicação de tecnologias de outras ciências alterou e melhorou radicalmente a pesquisa geomórfica relacionada à água, permitindo avaliações precisas em diferentes escalas de tempo e espaço e a expansão das medições para a subsuperfície. As inovações tecnológicas, acompanhadas de uma avaliação crítica de suas limitações, geraram impactos significativos por meio de avanços em levantamento por sensoriamento remoto, datação, modelagem física e numérica, computação e análise de dados.

Na busca por descrever os processos geomorfológicos e hidrológicos, vários índices, parâmetros e modelos quantitativos foram desenvolvidos para representar os padrões morfológicos e a dinâmica da água na paisagem. Com a introdução de técnicas de sensoriamento remoto e o processamento de grandes volumes de dados, facilitados por ferramentas e softwares avançados, surgiram inúmeros parâmetros aplicados à análise e à modelagem do relevo, do solo, do clima e da dinâmica das águas. Esses avanços foram observados, inicialmente, com a introdução da análise morfométrica e, mais recentemente, por meio da análise geomorfométrica, impulsionada pela popularização dos dados de sensoriamento remoto e dos recursos computacionais.

2.5.1 Morfometria.

Morfometria é o estudo quantitativo das formas e das dimensões de objetos geográficos, como bacias hidrográficas, montanhas e planícies. Na hidrologia, a morfometria de bacias hidrográficas é usada para descrever suas características físicas. Esses dados são fundamentais para compreender como a bacia responde aos eventos de precipitação de acordo com sua configuração espacial (HORTON, 1945).

Para Horton (1945), os parâmetros de área, fator de forma, índice de compacidade, altitude média e declividade média da bacia, bem como o comprimento do canal principal, a densidade de drenagem, a ordem, o perfil longitudinal e o índice de sinuosidade dos rios, configuram os principais dados primários e os parâmetros essenciais da análise morfométrica.

A análise morfométrica, portanto, envolve a quantificação da superfície terrestre por meio de dados lineares, areais e hipsométricos, descrevendo as formas do relevo e do sistema de drenagem. Esses dados são essenciais para a caracterização morfológica e permitem análises relacionadas à origem, à evolução e ao desenvolvimento das bacias hidrográficas, já que todos os processos hidrológicos e geomórficos ocorrem em seus limites. Essa abordagem também permite a análise comparativa de diferentes bacias em distintas condições geológicas e climáticas, o que é essencial às ações de planejamento e gestão (CHRISTOFOLETTI, 1980; SAHOO *et al.* (2019).

Shekar e Mathew (2022) argumentam que a morfometria constitui a ciência de medir e analisar as feições terrestres em diferentes escalas. Seu objetivo é caracterizar a estrutura, a magnitude e o traçado do relevo mediante medição e análise matemática, permitindo uma investigação minuciosa das propriedades de uma bacia hidrográfica e de seus reflexos no condicionamento da rede de drenagem. Desta forma, a avaliação quantitativa e o estudo morfológico de bacias hidrográficas ampliam a compreensão dos movimentos de água na paisagem, constituindo-se como um elemento fundamental na determinação dos níveis de fragilidade hidrológica.

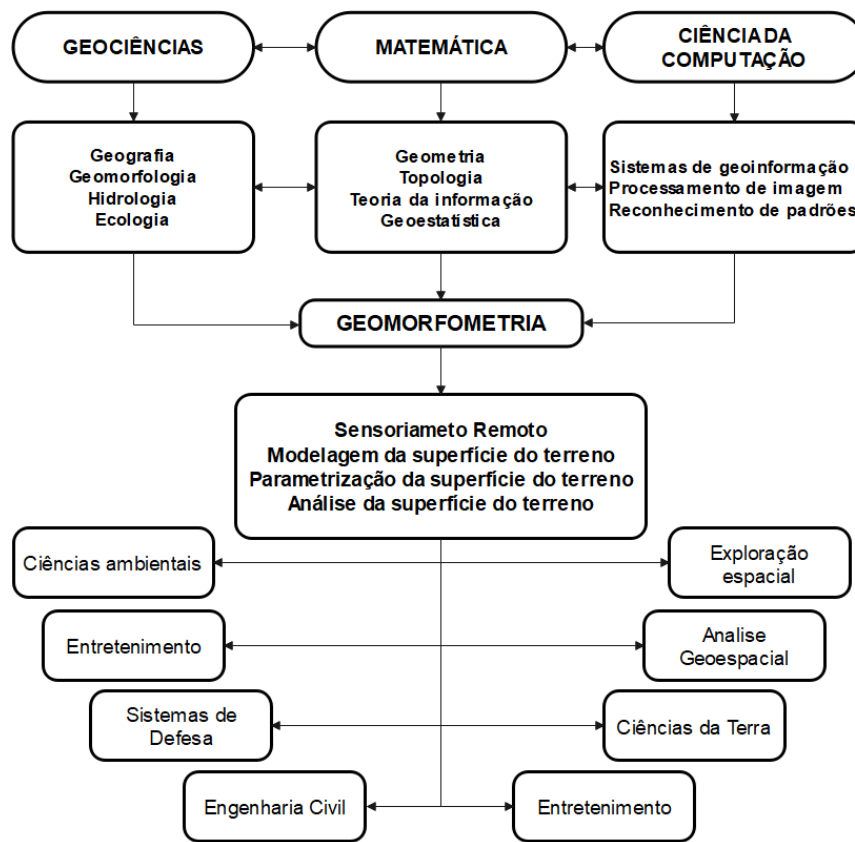
O uso e a aplicação destas técnicas se disseminaram em virtude dos avanços tecnológicos e da utilização de Modelos Digitais de Elevação (MDEs), uma vez que a extração de dados a partir deles oferece eficiência, precisão e custo-benefício. Esse processo é realizado por meio de softwares de Sistemas de Informação Geográfica (SIG), que surgiram como uma ferramenta essencial na análise morfométrica devido à sua capacidade de visualizar, quantificar e processar atributos topográficos em múltiplas escalas (KABITE; GESSESSE, 2018).

2.5.2 Geomorfometria.

Os dados morfométricos clássicos, aliados às novas tecnologias de imageamento por sensores multiespectrais e radar, possibilitaram o desenvolvimento de inúmeros modelos de análise e predição do comportamento da água na paisagem. Esses modelos, ao combinar dados morfométricos (do relevo e da rede de drenagem) com bases de dados meteorológicos, pedológicos, geológicos e de uso e cobertura do solo, fornecem informações precisas sobre a distribuição dos fluxos de água, o balanço hídrico superficial e subterrâneo e a distribuição espacial da umidade.

Derivada da Geomorfologia quantitativa e da morfometria, a geomorfometria é a ciência da análise quantitativa da superfície terrestre. Trata-se, contudo, de uma abordagem moderna e analítico-cartográfica para representar a topografia pela manipulação computacional de dados de elevação. Ela constitui um campo interdisciplinar que evoluiu da matemática, das ciências da terra e, mais recentemente, da ciência da computação (Figura 04).

Figura 4 - Relações geomorfométricas



Fonte: Adaptado de Pike *et al.* (2009).

Embora tenha sido inicialmente considerada uma atividade dentro de campos mais estabelecidos — como geografia, geomorfologia, ciência do solo e engenharia militar —, a geomorfometria não é mais apenas uma coleção de técnicas numéricas, mas uma disciplina por direito próprio (PIKE; EVANS; HENGL, 2009).

Conceituada a partir de uma base teórico-metodológica complexa e interdisciplinar, a geomorfometria aplicada permite o desenvolvimento de produtos e

aplicações práticas em diversas áreas, uma vez que tem como objeto central de análise a representação digital do relevo e de seus elementos.

Para Evans (1972), a análise geomorfométrica pode ser aplicada de duas formas elementares: o modo específico e o geral. O modo específico se dedica ao estudo das características das formas do relevo. O modo geral, por sua vez, é dedicado à análise contínua da superfície terrestre (conjunto de formas). Para o autor, a morfometria das formas de relevo, por si só ou sem o uso de dados digitais, é mais adequadamente considerada parte da geomorfologia quantitativa, conforme abordado por autores como Thorn (1988), Scheidegger (1991) e Leopold *et al.* (1995).

Para Pike *et al.* (2009), a geomorfometria trata o relevo como um Modelo Digital da Superfície Terrestre (MDST). Ela é, portanto, a ciência da quantificação topográfica, com foco operacional na extração de parâmetros e objetos da superfície terrestre a partir de Modelos Digitais de Elevação (MDEs). Segundo os autores, os parâmetros correspondem a medidas descritivas da forma da superfície, enquanto os objetos são feições espaciais distintas. Os parâmetros são representados como um campo contínuo de valores, geralmente em uma imagem rasterizada, enquanto os objetos são melhor representados em um mapa vetorial. É importante diferenciar parâmetros, que descrevem a superfície em um ponto específico, de atributos, que se aplicam a toda a área de um objeto. Ambos podem ser obtidos de um MDE usando operações matemáticas ou algoritmos morfométricos.

Desta forma, é a análise do conjunto de parâmetros e objetos extraídos de MDEs e imagens multiespectrais que possibilita análises mais complexas e de diagnóstico da área observada.

Olaya (2009) destaca que alguns parâmetros geomorfométricos podem ser obtidos diretamente de um MDE; essas medições são chamadas de parâmetros básicos (Tabela 02). Estes parâmetros representam a forma bruta da superfície da Terra e sua análise mais imediata consiste na observação das propriedades geométricas e topológicas de um MDE. Alguns parâmetros são analisados localmente, enquanto outros exigem a consideração de todo o MDE para análises regionais. Para o autor, a geometria diferencial (o aspecto numérico do MDE) se transforma em geomorfometria quando o efeito do campo gravitacional é adicionado à análise local.

Tabela 2 - Parâmetros Básicos de superfície Extraídos de um MDE

| Parâmetros Básicos de superfície | Tipo | O que descreve? |
|---|----------------|--|
| Declive | Local | Vazão/escoamento/tempo de concentração |
| Aspecto | Local | Direção da linha de fluxo |
| Curvatura tangencial | Local | 1º mecanismo de acumulação |
| Curvatura do perfil | Local | 2º mecanismo de acumulação |
| Área de abrangência | Regional | Magnitude do fluxo |
| Hipsometria | Regional | Distribuição dos valores de altura |
| Declividade da bacia | Regional | Características do fluxo |
| Insolação | Regional/local | Intensidade da irradiação solar direta |
| Exposição visual | Regional | Extensão da área visível |
| Rugosidade | Local | Complexidade do terreno |

Fonte: Adaptado de Olaya (2009)

A direção do fluxo, determinada pela diferença de elevação, é o que dá origem e sentido ao conjunto de dados geométricos de um MDE. Isso possibilita a coleta de informações para a determinação de parâmetros e índices que podem ser combinados a outros dados, com aplicações em diversas áreas.

Esses e outros parâmetros básicos, extraídos de MDEs ou imagens multiespectrais, potencializam o uso de técnicas geomorfométricas nas geociências, com aplicações diretas no levantamento e na caracterização geomorfológica, hidrológica, climática, geológica e pedológica, dentre outras.

Aplicações em Geomorfologia: A geomorfometria parte do princípio de que a magnitude e as formas do relevo definem a intensidade de atuação da força da gravidade. Esta, por sua vez, governa o fluxo superficial, o qual modifica as formas do relevo. Essa relação entre processo e forma estabelece um "tecido de conexão" entre as formas do relevo que definem seus tipos. A repetição de determinados tipos de formas de relevo gera sistemas de paisagens. Este princípio de análise pode ser conduzido em diferentes escalas, fornecendo informações sobre os processos de evolução do relevo e sua relação com fatores ambientais (MACMILLAN; SHARY, 2009; EVANS; HENGL; GORSEVSKI, 2009).

Aplicações em Hidrologia: Como a hidrologia é o estudo do movimento, da distribuição e da qualidade da água — e como esse movimento é impulsionado pela gravidade —, compreende-se que a elevação domina o fluxo hídrico. Assim, é possível identificar uma infinidade de fenômenos hidrológicos associados na superfície e na subsuperfície terrestre. Devido à ampla disponibilidade de MDEs, as técnicas

geomorfométricas são extremamente poderosas na quantificação, análise e previsão de fenômenos relacionados ao fluxo de água (GRUBER; PECKHAM, 2009).

Aplicações em Topoclimatologia: A superfície terrestre controla a diferenciação espacial dos processos atmosféricos próximos ao solo. Os parâmetros da superfície obtidos a partir de MDEs podem ser aplicados na identificação de variáveis para estimar a variabilidade do clima local, com base em propriedades relevantes como a rugosidade e os tipos de cobertura do solo. Esses dados, associados ao tipo de solo, podem ser aplicados à elaboração de modelos climáticos regionais. Com a crescente disponibilidade de dados de sensoriamento remoto de alta resolução, ampliam-se as possibilidades de modelagem topoclimática, cabendo à geomorfometria delinear parâmetros de superfície específicos para tais aplicações (BÖHNER; ANTONIĆ, 2009).

Aplicações em Geologia: Para Florinsky (2017), a geomorfometria pode contribuir significativamente na identificação e no mapeamento de feições geológicas, como falhas e dobras, que podem ser difíceis de detectar visualmente. A técnica também pode ser aplicada na modelagem de processos como a erosão e a sedimentação, permitindo a previsão de mudanças futuras na paisagem e fornecendo informações valiosas para a análise geológica em diferentes escalas.

Aplicações em Pedologia: Formado na zona de transição entre atmosfera, hidrosfera, litosfera e biosfera, o solo é um importante regulador do abastecimento de água. Existem vários parâmetros que podem ser usados para o mapeamento de solos, como elevação, declividade, orientação, forma da superfície e tipo de vegetação. No mapeamento digital de solos, os parâmetros mais comuns são extraídos de MDEs, como declividade, curvatura e índice topográfico de umidade (TWI), os quais são usados para modelar a relação entre a superfície e as propriedades do solo, permitindo a criação de mapas mais precisos (DOBOS; HENGL, 2009).

Constituído por uma ampla gama de técnicas e procedimentos computacionais, o processo de quantificação em geomorfologia, a partir de análises geomorfométricas, tornou-se um procedimento essencial aos estudos hidrogeomorfológicos. Seu caráter interdisciplinar, integrado ao aparato tecnológico disponível, permite caracterizar e diagnosticar fatores e processos que condicionam o ciclo hidrológico em múltiplas escalas.

Para Guida, Cuomo e Palmieri (2016), a geomorfometria contribui com análises baseadas em objetos, tornando possível identificar as áreas de contribuição do escoamento e apoiar uma ampla análise hidrogeomorfológica. Trata-se de uma

abordagem essencial para estudar as complexas interações entre os componentes de bacias hidrográficas, como rede de drenagem, encostas e aquíferos. Dessa forma, a técnica fornece uma importante base de conhecimento para o planejamento e o uso sustentável dos recursos hídricos.

Devido à sua versatilidade, pode-se concluir que a geomorfometria se consolida como uma abordagem científica voltada ao tratamento de dados geoespaciais. Esses dados fisiográficos, compostos de informações de localização e atributos de tempo e espaço, podem ser amplamente empregados em diversas áreas, contribuindo para a gestão ambiental e o gerenciamento de recursos. Quando integrados a dados socioeconômicos, fornecem informações aprimoradas para direcionar a melhor tomada de decisão (GARG, 2023).

À medida que as bases de dados geográficas se tornam sólidas e acessíveis, a geomorfometria amplia suas possibilidades de aplicação e uso. Buscando-se sintetizar o conjunto de informações que integram os processos de quantificação em geomorfologia, apresenta-se a seguir uma síntese dos dados e parâmetros básicos aplicados à análise de bacias hidrográficas (Tabela 03).

Considerando a dinâmica da evolução das ciências, pode-se inferir que a geomorfometria é a evolução da morfometria clássica, sendo um campo com contribuições significativas para a análise multivariável da paisagem e que apresenta ainda um vasto campo a ser explorado.

Tabela 3 - Conjunto de dados e parâmetros geomorfométricos básicos

| Variável Básicas extraídas de MDE. | | |
|------------------------------------|---|--|
| Variável – Local | Descrição | Referência |
| Aspecto do gradiente de inclinação | Taxa de variação da elevação, e direção da inclinação máxima, transformada em norte e leste | Zevenberger e Thorne 1987 Guth 1995; Zhou e Liu 2004 |
| Curvatura | Taxa de variação do declive nas direções descendentes e transversais ao declive | Evans 1972 |
| Índice de Formas | Diferença normalizada da curvatura mínima e máxima | Florinsky 2017 |
| Índice de Curvatura da Superfície | Razão de convexidade e concavidade sobre a área local | Blaszczynski 1997 |
| Curvatura do eixo | Curvatura de uma linha de fluxo ou taxa de variação de convexidade | Florinsky 2017 |
| Ângulo de curvatura total | Raiz quadrada média das curvaturas máximas e mínimas na base do perfil (magnitude da curvatura independente da forma) | Evans, 1980; Wilson e Gallant 2000 |
| Variável – Textural | Descrição | Referência |
| Variância | Primeiro (média) e segundo (desvio padrão) momentos da distribuição local de elevação | Evans 1972 |
| Dissecação | Inclinação local em relação a relação mín/máx regional | Evans 1972 |

| | | |
|----------------------------------|--|---|
| Razão Superficial do relevo | Integral hipsométrica normalizada com elevação máxima e mínima local | Pike e Wilson 1971 |
| Entropia | Aleatoriedade da matriz de coocorrência | Haralick, Shanmugam e Dinstein 1973; Peddle e Franklin 1987 |
| Homogeneidade | Suavidade da matriz de co-ocorrência | Haralick, Shanmugam e Dinstein 1973; Peddle e Franklin 1987 |
| Índice de rugosidade | Estabelece a Raiz quadrada média das medidas de elevação locais e regionais indica a Complexidade do terreno | Blaszczynski 1997 |
| Variável – Contextual | Descrição | Referência |
| Área de captação | Área de contribuição ascendente com base no algoritmo de fluxo | Lindsay, Cockburn e Russell 2015 |
| Área de dispersão | Acumulação descendente baseada em algoritmo de fluxo | Evans, 1972; MacMillan e Pettapiece 1997 |
| Elevação Remanescente | Desvio Padrão da base ou elevação específica. | Lindsay, Cockburn e Russell 2015 |
| Valor de incidência | Transformação de gradiente/aspecto com referência solar | Holben e a Justiça 1980 |
| Índice de posição do declive | Posição de inclinação escalável por subtração de uma média específica da elevação média do objeto/base | Maxwell e Warner 2015 |
| Derivada de inclinação do objeto | Taxa média de variação da inclinação do objeto | Riley, De Gloria e Elliot 1999 |
| Abertura Topográfica | Ângulo de visão no raio/orientação especificado pelo usuário | Wilson 2018 |
| Índice de Umidade Topográfica | Transformação de declives com inclinação ascendente em área de contribuição ortogonal para o fluxo | Gessler <i>et al.</i> 1995. Moore, Grayson e Ladson 1991 |
| Índice de Carga Térmica | Transformação de gradiente/aspecto com posição solar ou referência do campo de vento | McCune e Keon 2002 |
| Índice Integrado de Umidade | Transformação de declives por tipo de solo | Iverson <i>et al.</i> 1997 |
| Índice de Exposição Local | Declividade da encosta relacionada à posição da encosta | Wilson 2018 |

Dados Básicos de Uma Bacia Hidrográfica extraídos do MDE necessários a análise morfométrica

Perímetro - P (km)

Ordem

Altitude máxima e Mínima (m)

Número total de canais

Comprimento da bacia

Comprimento total dos canais

Comprimento do canal principal (Km)

Número de nascentes/canais de 1ª ordem

| Parâmetros Lineares | Descrição | Referência |
|------------------------------|---|----------------------|
| Relação de bifurcação | A razão de bifurcação tende a ser constante e geralmente varia entre 3,0 e 5,0 indica os níveis de escoamento superficial na bacia | Schumm (1956) |
| Gradiente de canais | Tem por finalidade indicar a declividade dos cursos d'água | Horton (1945) |
| Índice de sinuosidade | Representa a relação entre o comprimento do rio principal e a distância entre a nascente e a foz do rio. Permite entender os processos decorrentes da dinâmica geomorfológica e hidrológica, como as enchentes e as inundações. | Schumm (1963) |
| Parâmetros de Área | Descrição | Referência |
| Fator de forma | Se refere a uma medida que representa a relação entre a largura média da bacia e o seu comprimento axial. É usado para indicar a maior ou menor tendência para cheias na bacia. | Horton (1945) |

| | | |
|---------------------------------|--|-------------------------------|
| Índice de circularidade | Demonstra o quanto uma bacia se aproxima da forma circular. Permite entender a dinâmica da água em uma bacia hidrográfica e prever eventos como inundações. | Miller (1953) |
| Densidade hidrográfica | Estabelece a relação entre o número de cursos d'água e a área, alta densidade hidrográfica, pode inferir maior capacidade de gerar canais, independentemente de suas extensões. | Horton (1945) |
| Coeficiente de manutenção | Representa a quantidade de área necessária para manter ativo um quilômetro (km) de canal fluvial | Schumm (1956), |
| Parâmetros hipsométricos | Descrição | Referência selecionada |
| Relação de relevo | Indica o desnível entre a cabeceira e a foz, conseqüentemente a declividade média da bacia se seu impacto no escoamento superficial | Schumm (1956) |
| Índice de rugosidade | Indica a relação de declividade com os comprimentos dos canais, sendo que quanto maior for o índice, mais colinoso e dissecado o relevo (maiores declividades). e canais mais entalhados | Strahler (1964) |

Fonte: Elaborado pelo autor

2.5.3 Cartografia hidrogeomorfológica: Desenvolvimento, uso e aplicação.

A cartografia contemporânea é um conceito complexo e em constante evolução, influenciado por inúmeros fatores. Basaraner (2016) destaca que o papel da cartografia é manipular, gerenciar e utilizar dados espaciais, propondo um quadro abrangente para a disciplina. Na mesma perspectiva, Harley (2001) afirma que os mapas são construções sociais, contrapondo a visão clássica da cartografia como uma prática puramente objetiva. Adicionalmente, Koláčný (1969) explora a relação teórica entre o uso e a elaboração de mapas, considerando-os como sistemas complexos de comunicação, enquanto Visvalingam (1990) destaca o impacto da tecnologia digital, particularmente na produção automatizada e na integração com sistemas de informação geográfica.

Sob essas perspectivas, a cartografia moderna pode ser compreendida como um campo dinâmico, voltado ao levantamento e ao tratamento de dados espaciais. Quando utilizada na análise ambiental, permite observar a estreita relação entre água e relevo, que é o foco dos estudos geomorfológicos. Com o avanço das técnicas de mapeamento, a busca por identificar os processos desencadeados nessa interação avançou substancialmente, passando a incorporar outros elementos em uma perspectiva de análise multivariável.

Neste sentido, a elaboração da cartografia hidrogeomorfológica se consolida como um importante procedimento metodológico, voltado à preparação de mapas que integram informações geográficas, geológicas, morfológicas e hidrológicas. O objetivo é apoiar a modelagem conceitual da dinâmica das águas, sua interação com o relevo e suas respostas aos diferentes tipos de cobertura, uso e ocupação do solo. Esses mapas são essenciais para

o desenvolvimento de ações de avaliação e planejamento de bacias hidrográficas, voltadas à sustentabilidade ambiental.

Dada a natureza multivariável dos dados, o uso de informações geoespaciais e ferramentas de geoprocessamento tornaram-se cruciais para a criação de sistemas de informação hidrogeomorfológicos precisos e funcionais.

Neste contexto, as técnicas de sensoriamento remoto, especificamente o uso de imagens de satélite, podem ser aplicadas na identificação de diferentes unidades hidrogeomorfológicas, como planícies aluviais, encostas e corpos d'água. Essas unidades são essenciais para compreender o regime hídrico e para a elaboração de políticas de gestão das águas superficiais e subterrâneas de uma determinada área (MOHAMMED ASLAM *et al.* 2003).

Em virtude da dinamicidade e da natureza voltada à análise multivariável, é possível identificar dois campos principais de aplicação da cartografia hidrogeomorfológica: o primeiro focado na gestão das águas subterrâneas, mediante a identificação de áreas de recarga; e o segundo, na identificação e avaliação de riscos ambientais, como inundações, deslizamentos e vulnerabilidades hídrico-sociais.

2.5.3.1 Aplicações voltadas Gestão das águas subterrâneas.

Teixeira *et al.* (2013) desenvolveram uma base de geodados de entrada, composta por informações sobre características geológicas (litologia, estrutura e lineamentos), cobertura da terra, drenagem, inclinação e precipitação. Posteriormente, os autores atribuíram pesos a cada elemento, de modo que cada mapa, com seu respectivo peso, foi usado para calcular e identificar áreas com maior potencial de infiltração. Para os autores, o cruzamento das características geomorfológicas e hidrogeológicas em um ambiente baseado em SIG mostrou-se um método útil para apoiar a exploração de águas subterrâneas, auxiliando no desenvolvimento do modelo hidrogeológico conceitual, que desempenha um papel crucial na tomada de decisões.

Em abordagem semelhante, Shasmal e Alokesh (2013) utilizaram dados de sensoriamento remoto e técnicas de SIG para criar a cartografia hidrogeomorfológica na região de Harishchandrapur, em Bengala Ocidental. A partir do georreferenciamento, da digitalização e da preparação de mapas temáticos (drenagem, geomorfologia e litologia), além de validação à campo, foi gerado um mapa do potencial de água subterrânea da bacia. Para os autores, os mapas hidrogeomorfológicos podem auxiliar na interpretação

dos regimes morfológico, hidrológico e geológico da superfície, que governam as condições da água subterrânea.

Técnicas de sensoriamento remoto e ferramentas de SIG, como o ArcGIS, são usadas para preparar camadas temáticas, como mapas de uso e cobertura da terra, de solos, de hidrogeomorfologia e de lineamentos. Essas camadas são então integradas para desenvolver um plano de ação para a gestão de bacias hidrográficas, a avaliação de recursos hídricos e a definição de medidas de conservação. O desenvolvimento desses mapas também envolve a identificação de zonas potenciais de água subterrânea e a proposta de estruturas de coleta de água, como barragens de contenção, para conservar a umidade e evitar a erosão do solo (KOTA *et al.* 2017).

Desta forma, a cartografia hidrogeomorfológica, voltada à gestão das águas subterrâneas, está baseada na análise multivariável de dados estruturais e litológicos. Shah e Lone (2019) destacam que a integração de sensoriamento remoto e SIG permite a identificação de zonas de potencial recarga, ao facilitar a análise integrada dos fatores causais. Fatores como litologia, geologia e lineamentos, quando associados à rede de drenagem, à declividade e ao uso da terra, possibilitam uma análise completa da dinâmica de recarga das águas subterrâneas.

2.5.3.2 Aplicações voltadas a avaliação de padrões e riscos socioambientais da paisagem.

Para estabelecer e mapear os níveis de sensibilidade aos riscos hidrogeomorfológicos na bacia do rio Hanjiang, na China, He *et al.* (2012) desenvolveram uma metodologia para calcular o gradiente de risco. Esse gradiente consiste em uma medida da variação espacial da precipitação, da topografia e da geomorfologia, que permite analisar a distribuição espaço-temporal da precipitação intensa e de suas consequências, como inundações e deslizamentos. Uma vez identificadas as áreas de risco, a metodologia permite avaliá-los com base em características de localização, intensidade, frequência e vulnerabilidade ambiental.

Buffin-Bélangier *et al.* (2017) destacam que a produção de cartografia hidrogeomorfológica pode fornecer uma compreensão holística sobre os fenômenos de inundação, ao integrar conhecimentos de hidrologia, hidráulica e geomorfologia. Ao considerar a evolução do regime hidrológico e as mudanças na geometria dos canais fluviais, a técnica fornece uma avaliação abrangente dos riscos relacionados às

inundações. No contexto das mudanças climáticas e do planejamento espacial, a hidrogeomorfologia pode contribuir com estratégias mais eficazes e sustentáveis para o gerenciamento de riscos.

Em uma abordagem voltada à avaliação espaço-temporal, Lombana *et al.* (2021) utilizaram o mapeamento hidrogeomorfológico histórico como ferramenta para avaliar a dinâmica da paisagem na bacia do riacho Larrodrigo, na Espanha. Utilizando técnicas de sensoriamento remoto e parâmetros morfométricos, os autores identificaram e quantificaram as mudanças morfológicas do relevo e da rede de drenagem ao longo do tempo, concluindo que a interação entre processos geológicos, o regime hidrológico e a intervenção antrópica alteraram a dinâmica da paisagem.

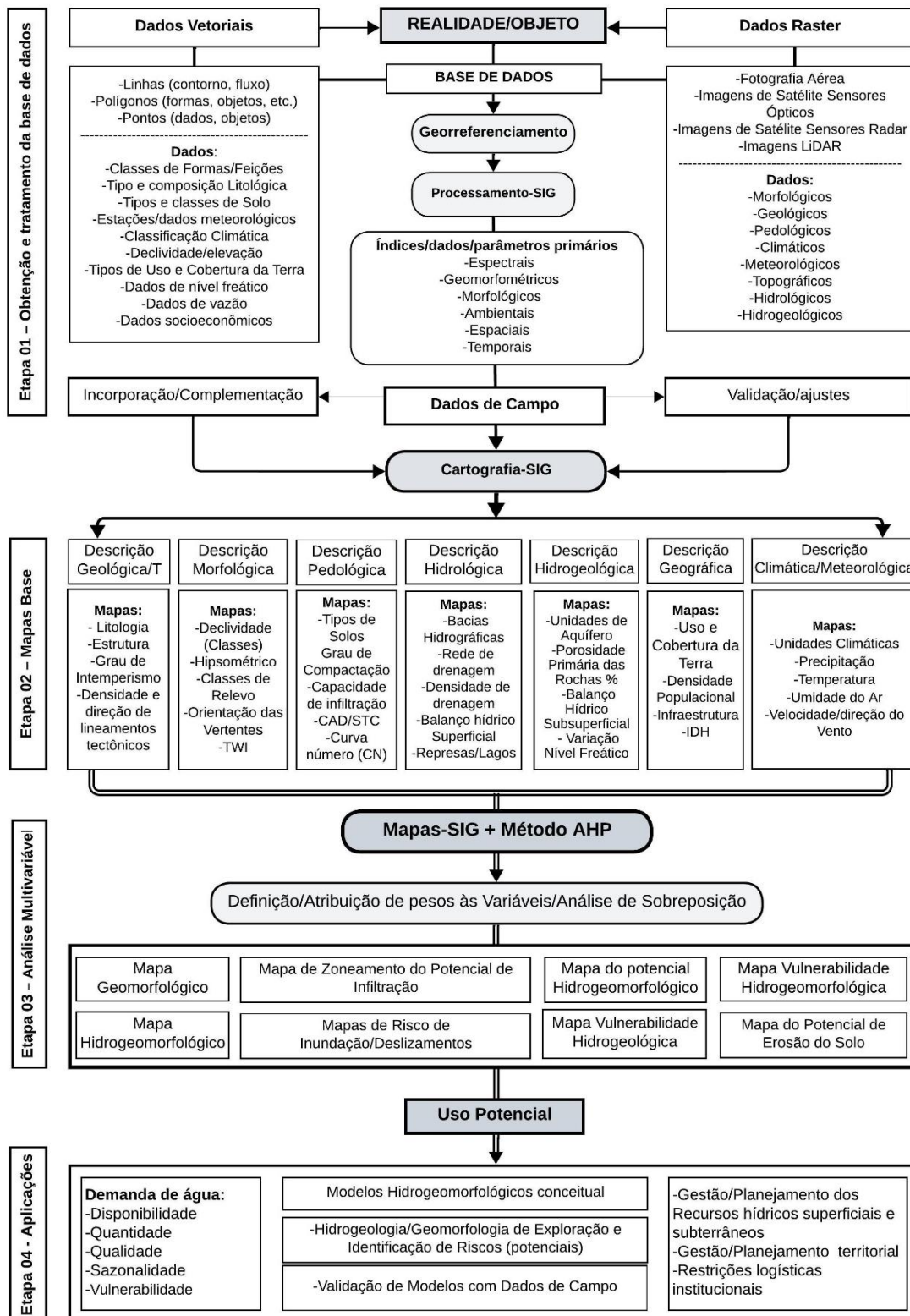
Buscando desenvolver uma cartografia de risco, Richardson (2023) aplicou o Índice Hidrogeomorfológico (IHG) para avaliar o risco de inundação em um segmento do Estero Marga-Marga, no Chile. O IHG integra 10 parâmetros para avaliar três categorias hidroambientais: qualidade funcional do sistema, qualidade do canal e qualidade das margens. Em seguida, ferramentas de SIG foram utilizadas para construir um modelo de inundação. O autor conclui que o modelo obteve sucesso na identificação das zonas mais suscetíveis às inundações.

Ampliando as possibilidades de aplicação dos levantamentos hidrogeomorfológicos, De Moura e Felipe (2022) aplicaram os conceitos ao estudo de nascentes. Para os autores, as nascentes são sistemas complexos, e a hidrogeomorfologia ajuda a compreender os processos de sua formação e funcionamento, permitindo a identificação de suas localizações com base nas características da paisagem e nos padrões hidrológicos.

Conforme descrito (Figura 05) A cartografia hidrogeomorfológica constitui um procedimento essencial em ações de planejamento ambiental. Ao unir diversos campos, esta técnica possibilita a identificação, a avaliação e a modelagem da dinâmica dos recursos hídricos, aprimorando o conhecimento sobre a circulação das águas na paisagem ao delinear áreas com diferentes potenciais de drenagem e infiltração (TEIXEIRA *et al.* 2013).

Trata-se, portanto, da representação precisa das condições oferecidas ao escoamento em um determinado espaço, permitindo determinar as superfícies afetadas pela combinação de fatores que definem o comportamento hidrológico. É, assim, um instrumento indispensável para a interpretação de padrões hidrológicos e a detecção de problemas específicos na análise de bacias hidrográficas (RICHARDSON, 2023).

Figura 5 - Procedimento para elaboração da cartografia hidrogeomorfológica



Fonte: Adaptado de Teixeira, *et al.* (2013)

Partindo das abordagens técnicas apresentadas, observa-se que o uso de dados de sensoriamento remoto e Sistemas de Informações Geográficas (SIG), aliados a dados de

campo, e metodologias de decisão multicritério constitui um procedimento essencial para o diagnóstico e o prognóstico da dinâmica da água na paisagem.

Os procedimentos básicos descritos na Figura (03) traçam uma proposta de roteiro para mapeamento hidrogeomorfológico, mediante coleta e tratamento de dados para gerar mapas base, mediante processamento e análise multivariável, com objetivo final de produzir mapas temáticos aplicáveis à gestão de recursos hídricos, análise de riscos e planejamento do uso da terra e da água.

2.6 Fatores Condicionantes do Ciclo Hidrológico.

Observando de forma despreziosa o movimento e uso das águas sobre determinada paisagem, talvez não tenhamos a dimensão da complexidade dos processos envolvidos na sua formação, disponibilidade. Contendo duas moléculas (H^2) de hidrogênio, elemento primordial pós Big Bang e o principal combustível da fusão nuclear das estrelas, combinado com uma molécula de oxigênio (O), esta substância é a base da vida orgânica e componente central das transformações inorgânicas que remontam à forma primitiva do planeta. Abundantemente disponível em sua forma bruta (rios, lagos, oceanos, aquíferos), vem sendo amplamente negligenciada enquanto elemento central à vida. Nos tempos atuais, é mais destacada como “recurso” (mineral) amplamente debatido em tempos de escassez e excessos.

Embora a água seja considerada um recurso renovável por ser repostada pelas chuvas, sua disponibilidade é finita em termos da quantidade disponível por unidade de tempo em qualquer região (PIMENTEL *et al.* 2004, p.911). Sendo fortemente influenciada pelos elementos naturais e socioeconômicos dispostos na paisagem, com os primeiros sendo determinantes e os últimos condicionantes. A interação entre fatores como latitude (clima), geologia, relevo, tipos de solo e padrões de uso e cobertura da terra estabelecem as condições básicas para compreender os padrões de armazenamento de água no solo/rocha, escoamento superficial e subsuperficial, evaporação e evapotranspiração.

Portanto, as interações entre os diferentes componentes do ciclo hidrológico são complexas e bidirecionais. As atividades humanas e as políticas de desenvolvimento também podem impactar a relação entre a dinâmica da paisagem e os serviços ecossistêmicos como a retenção de água no solo.

Desta forma, a dinâmica da água na paisagem deve se ancorar em modelos e ferramentas de análise ecológicos, geoespaciais e de dinâmica de sistemas para avaliar e simular as condições do ciclo hidrológico de determinada área (ORLOWSKI *et al.* 2016; WU *et al.* 2018; HUANG *et al.* 2023).

Dado o grau de complexidade, consideramos pertinente destacar a contribuição dos principais componentes do ciclo hidrológico para a compreensão dos mecanismos de interação que definem as condições e os níveis de disponibilidade de água.

2.6.1 Fator(es) Climático(s).

Na macroescala, indiscutivelmente temos o clima como fator controlador da disponibilidade de água em determinada paisagem. Da umidade do ar à precipitação de neve, da abundância à escassez, são as interações entre os elementos da superfície terrestre e a atmosfera que caracterizam determinado padrão climático.

Para Ribeiro (1993, p.1), clima é um fenômeno atmosférico integrado, regido por um conjunto de fenômenos zonais (espaço) e sazonais (tempo) de natureza diversa em constante troca de energia. Desta forma, “o comportamento do tempo e do clima resulta das interações ocorridas na interface multiespectral que intercambia e modifica a radiação solar através do meio terrestre, envolvendo a litosfera, a hidrosfera, a criosfera e a biosfera, repercutindo, particularmente, no estado da atmosfera”. O clima, portanto, apresenta variações no tempo e no espaço, de acordo com as combinações e interações de processos físicos em diferentes escalas, desde a escala zonal até a escala microclimática do topoclima.

Desta forma, observamos que a relação sincrônica entre atmosfera e superfície terrestre é que condiciona o padrão climático e as condições meteorológicas. Conforme Winter (1999), o clima é o fator controlador tanto da disponibilidade quanto da indisponibilidade de água na superfície terrestre, sendo necessário entender os efeitos da interação entre clima e aspectos fisiográficos sobre os sistemas de fluxo de água para entender a interação entre água subterrânea e água superficial e sua disposição na paisagem.

Para Hasler *et al.* (2002, p 1), esta dinâmica é controlada pelos padrões de temperatura e precipitação de cada área (espaço, zona), sendo estes os principais elementos do ciclo da água, estabelecendo as características locais de escoamento superficial e evapotranspiração.

Ao deter controle sobre as taxas de escoamento e evapotranspiração, o clima condiciona a disponibilidade espacial e sazonal das águas. Para Maliva (2021), o clima afeta a recarga dos sistemas de aquífero através da precipitação e evapotranspiração. Tendo a precipitação o potencial de infiltrar no solo e no lençol freático, recarregando os aquíferos, ou pode escoar ou evaporar, reduzindo a recarga. Constitui uma dinâmica complexa, onde a intensidade e a duração dos eventos de chuva, bem como o teor de umidade do solo e as propriedades da superfície e do solo, determinam a taxa de recarga do aquífero, que, por sua vez, alimenta as águas superficiais nos períodos de débito pluviométricos. Desta forma, o aumento da evapotranspiração devido a temperaturas mais altas reduz a recarga dos aquíferos, afetando a regularidade da disponibilidade das águas superficiais.

Observamos, portanto, que a dinâmica da água na paisagem está associada ao ciclo hidrológico, mediante os processos de precipitação, escoamento, infiltração e evaporação, sendo este resultado da interação entre clima e paisagem. Para Chen (2014), a nível de bacias hidrográficas, o complexo sistema hidrológico é controlado principalmente por elementos do clima e da paisagem. Para o autor, a quantidade e distribuição da precipitação, a taxa de evaporação potencial e a variabilidade climática são elementos do clima que impactam diretamente a disponibilidade, distribuição espacial e demanda atmosférica da água na paisagem. Dentre os elementos da paisagem, destaca-se o papel da vegetação, da condutividade hidráulica do solo, topografia, uso do solo e geologia como elementos que condicionam a distribuição espacial da precipitação, evapotranspiração, infiltração e drenagem das águas. Combinados, estes elementos são essenciais para compreender e modelar a disponibilidade de água na paisagem em diferentes escalas de tempo e espaço.

2.6.2 Fator(es) Geológico(s).

Formada a partir de combinações geológicas e tectônicas ao longo de milhões de anos, a superfície terrestre é marcada pela diversidade litológica e estrutural. Cada formação geológica apresenta características litoestratigráficas e estruturais específicas, de maior ou menor resistência à permeabilidade da água e à ação dos agentes intempéricos. Ao interagirem com a matriz geológica, os agentes intempéricos (físico-químicos) são responsáveis pela pedogênese que dá origem ao solo sobreposto, que herda as propriedades físico-químicas da matriz litológica (exceto em casos de coberturas

pedológicas provenientes de depósitos aluviais e coluviais). Desta forma, observamos que o solo herda as características da rocha que favorecem ou dificultam a permeabilidade e retenção de água, condicionando assim sua textura, estrutura, consistência, porosidade e coesão.

Estas características geológicas controlam a dinâmica de infiltração na zona insaturada, comportamento e disponibilidade na zona saturada e sua transmissão para a rocha que compõe o sistema de aquífero.

As características dos materiais litopedológicos locais — incluindo seu tipo, textura e estrutura — exercem controle direto sobre a porosidade e a permeabilidade, condicionando, assim, o armazenamento e o movimento da água no subsolo. A porosidade corresponde à proporção de espaços vazios em um material, enquanto a permeabilidade refere-se à sua capacidade de permitir o fluxo de água.

Nesse contexto, a porosidade eficaz representa a fração do volume total composta por poros interconectados — ou seja, aqueles capazes de contribuir efetivamente para o fluxo de fluidos —, excluindo poros isolados ou não drenáveis. Diferentemente da porosidade total, que engloba todos os vazios, a porosidade eficaz reflete a porção hidraulicamente ativa do meio poroso, sendo essencial para avaliar a disponibilidade e a transmissividade de fluidos em aquíferos e reservatórios. Para Freeze e Cherry (1979), a porosidade efetiva é definida como a razão entre o volume de água que pode ser drenado de um material por drenagem gravitacional e o volume total do material. Paralelamente, a permeabilidade intrínseca é uma propriedade geométrica do próprio meio poroso, que quantifica sua aptidão para transmitir fluidos independentemente das propriedades físicas do fluido (como viscosidade ou densidade). Ela depende exclusivamente da arquitetura do sólido — incluindo tamanho, forma, arranjo e conectividade dos poros — e é expressa em unidades de área (m^2 ou darcy). Como afirma Bear (1972, p. 126), ao destacar que “a permeabilidade intrínseca é uma propriedade do meio poroso somente; ela não depende da natureza do fluido que o satura”.

Essas propriedades determinam a presença, a dinâmica e a distribuição da água nas diferentes zonas do subsolo — insaturada, franja capilar, lençol freático e saturada — configurando os distintos tipos de sistemas aquíferos. Materiais como areias e arenitos, dotados de alta porosidade eficaz e permeabilidade intrínseca, favorecem elevadas taxas de infiltração, armazenamento e circulação de água subterrânea, originando aquíferos com boa disponibilidade hídrica. Da mesma forma, rochas fraturadas podem constituir aquíferos produtivos desde que as fraturas estejam interconectadas, criando uma rede

eficaz de fluxo. Em contrapartida, sedimentos finos ricos em argila, rochas argilosas (como folhelhos) e rochas cristalinas pouco fraturadas apresentam baixa porosidade eficaz e permeabilidade intrínseca reduzida, atuando como barreiras ao fluxo subterrâneo e formando aquíferos com disponibilidade hídrica limitada (BOUROTTE, 2018; KARMANN, 2009).

De acordo com as características litopedológicas locais, a água precipitada ou que escoar através dos rios recarrega os aquíferos locais mediante processo de infiltração e percolação. Neste processo, a franja capilar estabelece uma conexão crítica entre a zona insaturada e aquíferos, afetando diretamente a dinâmica de elevação do lençol freático e a localização das áreas de descarga. Constitui, portanto, zona com impacto potencial direto sobre a dinâmica hidrológica, controlando o ritmo espaço-temporal da descarga do material saturado da subsuperfície através das nascentes, riachos, lagos e áreas úmidas (HANRAHAN, 2012; NIELSEN, PERROCHET, 2000).

Outro fator com influência direta nas condições hídricas da paisagem são os lineamentos tectônicos. De acordo com Peterlini *et al.* (2020, p.188), estes fraturamentos litoestruturais de “origem tectônica possibilitam maior armazenamento de água, visto que as fraturas possuem maior comprimento e abertura, aumentando a produtividade hídrica no local”. Quando coincidem com a drenagem, dão origem aos “riachos-fenda”, sendo estas drenagens com boa disponibilidade e regularidade hídrica.

Entende-se, portanto, que as formações geológicas são fundamentais na disponibilidade de água na paisagem, pois determinam a distribuição, características hidrológicas de aquíferos, aquíferos, aquíferos, aquíferos e aquíferos, bem como de cinturões estruturais, que influenciam o fluxo, recarga e descarga de águas subterrâneas (Ó'DOCHARTAIGH *et al.* 2019; ALSHARHAN, RIZK, 2020). E na “distribuição espacial do escoamento superficial através das nascentes, córregos e rios, que caracterizam as bacias hidrográficas (FREEZE; CHERRY, 1979. p. 4).

2.6.3 Sistemas de Aquífero.

Uma vez em contato com a superfície, a água se “organiza” de acordo com as características superficiais e subsuperficiais de cada unidade de paisagem. Desta forma, as características litológicas, morfológicas e pedológicas de cada localidade determinarão a forma, intensidade e volume de água disponível na superfície e nos estratos

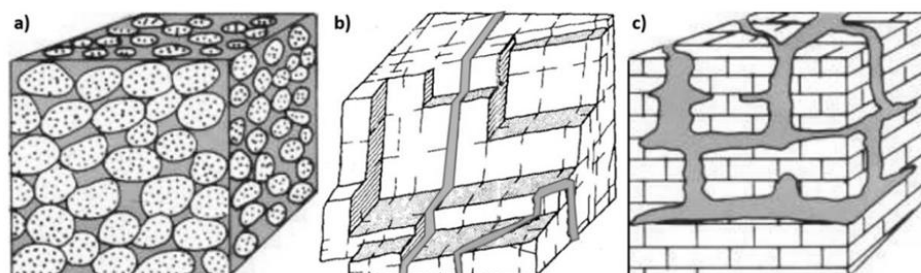
subterrâneos, por meio das características de grupos de litologias relativamente homogêneos.

Estes grupos, denominados de aquíferos, são constituídos por camadas geológicas individuais, formações geológicas completas ou até mesmo por grupos de formações geológicas. Desta forma, um aquífero pode ser definido como uma unidade geológica saturada e permeável, com a capacidade de transmitir água sob gradientes hidráulicos mínimos (FREEZE; CHERRY, 1979).

As características dos aquíferos, portanto, são resultado da combinação de aspectos geomorfológicos e geológicos. Estas combinações resultam em arranjos específicos, classificados com base no nível e posição das águas em diferentes camadas rochosas, níveis diferenciais de pressão hidrostática nas camadas superior e inferior. Podem ser classificados ainda observando os níveis de permeabilidade dessas camadas, em virtude dos níveis de porosidade do substrato rochoso.

Devido às suas diferentes características geológicas, os aquíferos podem ser classificados em três sistemas principais: porosos, fissurais e cársticos. Nos aquíferos porosos (Figura 6 a), formados por rochas sedimentares como os arenitos, a água preenche os espaços vazios (poros) entre os grãos, que compõem a matriz rochosa ou sedimentos, o que lhes confere a capacidade de armazenar grandes reservas subterrâneas. Os aquíferos fissurais (Figura 6 b) ocorrem em rochas cristalinas, sedimentares ou metamórficas de dureza elevada, compactas e de baixa porosidade, a exemplo dos granitos e gabros. Nesses sistemas, a água se aloja nas fraturas e fissuras da rocha, resultando em níveis de retenção e disponibilidade de água limitados. Os aquíferos cársticos por sua vez (Figura 6 c) são formados em rochas carbonáticas, como os calcários, que se dissolvem facilmente, permitindo que a água preencha as grandes estruturas e espaços vazios criados por essa solubilização (ANA, 2013; POETER *et al.* 2020).

Figura 6 - Tipos de Aquífero

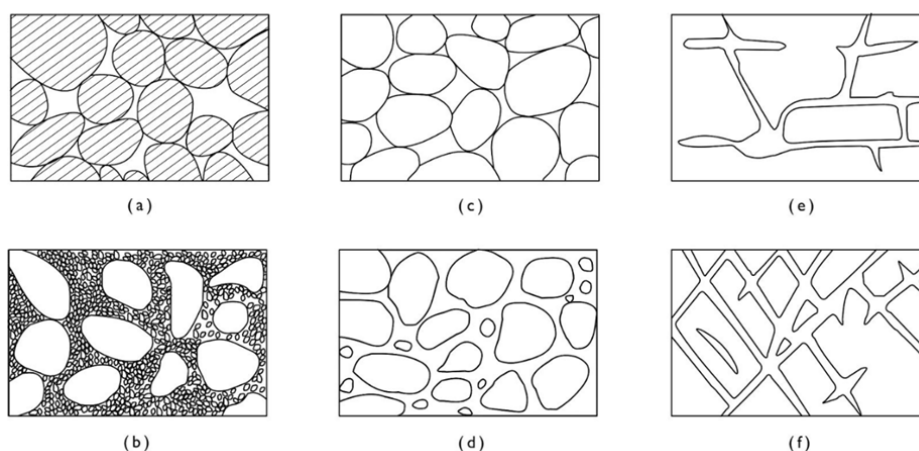


Fonte: adaptado de Poeter *et al.* (2020)

Constata-se, portanto, que um elemento essencial na determinação das características de um aquífero está associado à porosidade do substrato pedológico e geológico. Estando esta, associada diretamente à origem (ígnea, intrusiva, extrusiva, sedimentar ou metamórfica) e à atuação de processos tectônicos sobre a rocha de determinado domínio natural.

Conforme Freeze e Cherry (1979), a porosidade de um material geológico corresponde à relação entre o volume de seus espaços vazios e seu volume total, podendo ser classificada como primária ou secundária (Figura 7).

Figura 7 - Padrões de porosidade comumente encontrados em formações geológicas



Fonte: Adaptado de Freeze e Cherry, (1979)

A **porosidade primária** está ligada à estrutura original do material, sendo alta em depósitos sedimentares bem definidos e com grãos uniformes (a e c) e baixa em depósitos irregulares e mal selecionados (b). Essa porosidade original pode, contudo, ser reduzida por processos posteriores, como a deposição de minerais nos interstícios (d). Por sua vez, a **porosidade secundária** é aquela que se desenvolve ao longo do tempo geológico por ações como a dissolução química da rocha (e) ou seu fraturamento (f), processos que podem alterar significativamente a porosidade total. Expressa como fração ou porcentagem, a porosidade é um indicador fundamental da condutividade hidráulica e dos níveis de permeabilidade do material.

Contudo, nem toda porosidade contribui efetivamente para o fluxo de água subterrânea. Em aquíferos não confinados, a porosidade eficaz — definida como a fração de poros interconectados capazes de transmitir fluidos — é o parâmetro-chave que controla tanto a disponibilidade de água quanto a permeabilidade intrínseca do meio. Esta última, sendo uma propriedade geométrica do material, depende diretamente da

conectividade e da geometria dos poros eficazes, e não apenas do volume total de vazios. Assim, mesmo materiais com alta porosidade total pode exibir baixa permeabilidade intrínseca se a porosidade eficaz for reduzida, como em argilas ou rochas com poros isolados (FREEZE; CHERRY, 1979; BEAR, 1972).

Os valores de porosidade, portanto, variam de acordo com o tipo de material (formações não consolidadas e rochas) (Tabela 04), com percentuais variando de próximo a zero em rochas não fraturadas até intervalos entre 40 e 70% em formações sedimentares não consolidadas.

Tabela 4 - Padrão médio de porosidade total por material

| Características do Material | Porosidade (%) |
|------------------------------------|-----------------------|
| Depósitos inconsolidados | |
| Cascalho | 25 – 40 |
| Areia | 25 – 50 |
| Silte | 35 – 50 |
| Argila | 40 – 70 |
| Rochas | |
| Basalto fraturado | 5 – 50 |
| Calcário carstificado | 5 – 50 |
| Arenito | 5 – 30 |
| Calcário, dolomito | 0 – 20 |
| Xisto | 0 – 10 |
| Rocha cristalina fraturada | 0 – 10 |
| Rocha cristalina densa | 0 – 5 |

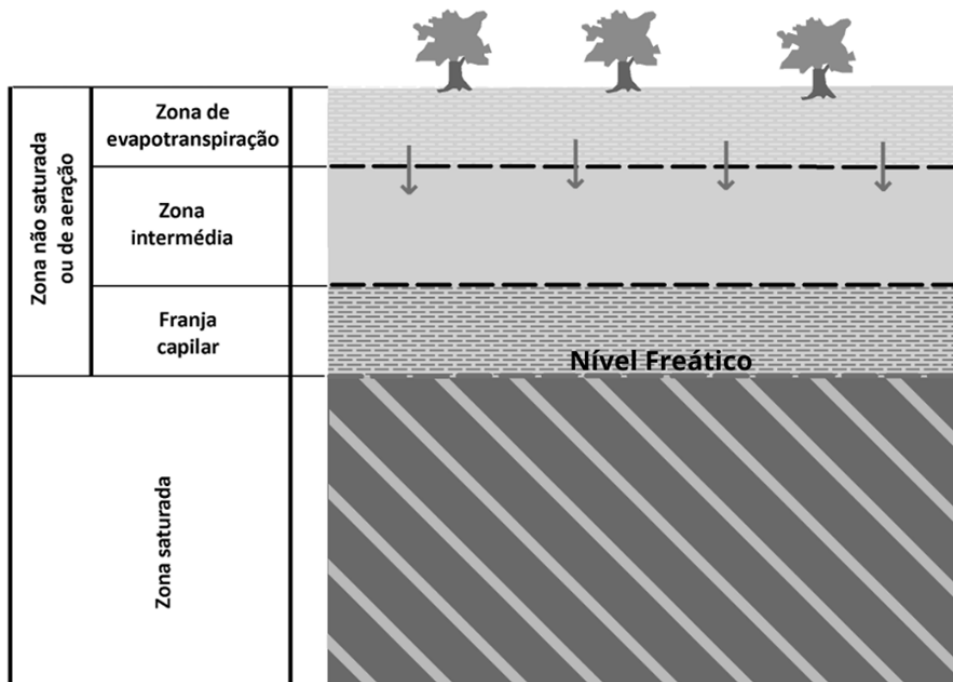
Fonte: Adaptado de Freeze e Cherry (1979).

No geral, formações rochosas não consolidadas, como areias, siltes e argilas, possuem maior porosidade em comparação com as formações sedimentares bem consolidadas devido à presença de espaços vazios entre as partículas; o inverso ocorre em rochas cristalinas, que apresentam baixa porosidade em decorrência da deficiência de poros entre as partículas. Portanto, a porosidade é afetada por diversos fatores, como a forma e arranjo granulométrico, compactação, cimentação, fraturação e dissolução da rocha (TEIXEIRA, 2011).

A partir destas informações, compreendemos que a definição do tipo de aquífero depende das propriedades (físico-químicas e estruturais) das rochas e de aspectos morfológicos e tectônicos. Combinados, estes processos irão compor um conjunto litológico com características próprias e capacidade de condicionar o movimento da água nos sistemas de aquíferos, em cada unidade de paisagem.

Para Teixeira (2011), este movimento da água nos aquíferos ocorre em quatro zonas distintas (zona de evapotranspiração, intermediária, Franja Capilar e Zona Saturada) que possuem características e leis específicas na dinâmica interna e na interação com as demais zonas (Figura 08).

Figura 8 - Zonas de interação da água nos sistemas de aquífero



Fonte: Adaptado de Teixeira (2011)

Zona de Evapotranspiração - é marcada pela pressão negativa, também chamada de potencial de sucção, pressão capilar ou tensão capilar, decorrente do umedecimento do material geológico pela água de acordo com o percentual de umidade do solo. Constitui a parte superficial das formações aquíferas em contato direto com a atmosfera, onde a água se move por meio dos processos de armazenamento, evaporação e transpiração. Neste ambiente, o solo desempenha papel estratégico, atuando como reserva estratégica de água. Quando saturado, mediante ação gravitacional, o excesso de água percola da superfície para a zona saturada, iniciando o processo de infiltração. Nos períodos de estiagem, fornece umidade para a cobertura vegetal, potencializando as perdas de umidade mediante evapotranspiração.

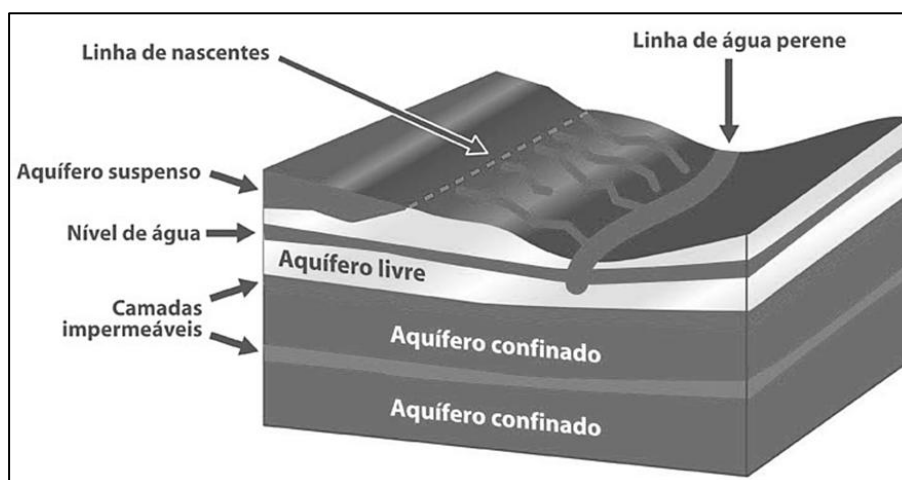
Zona Intermediária - situa-se entre a zona de evapotranspiração e a franja capilar. A água presente nesta zona pode ser movimentada verticalmente e horizontalmente, sendo influenciada pela composição litológica, topografia e tipo de cobertura.

Franja Capilar - é caracterizada pela zona onde a água se move através de pequenos poros capilares devido à tensão superficial, sendo retida por coesão entre as moléculas de água e as superfícies sólidas das partículas litopedológicas.

Zona Saturada - constitui ambiente onde os poros estão completamente preenchidos com água, sendo que a água circula de áreas de maior carga hidráulica para áreas de menor carga hidráulica. Seu limite superior é denominado nível ou lençol freático, podendo a água se movimentar na horizontal e vertical, independentemente da elevação das formações aquíferas, sendo influenciado pela carga hidráulica da unidade de paisagem local.

Para além da classificação dos sistemas, os aquíferos também são classificados de acordo com a posição (local e profundidade), pressão e níveis de transmissividade do (no) substrato litológico e superfícies limítrofes. Podendo ser classificados como: Aquíferos livres, freáticos ou não confinados, Aquíferos Suspensos e Aquíferos Confinados (drenantes ou não drenantes) (Figura 09).

Figura 9 - Classificação dos sistemas de aquífero



Fonte: Adaptado do SGB (2010).

Aquíferos Livres ou Freáticos são delimitados por formações geológicas permeáveis no topo (sob pressão atmosférica) e impermeáveis na base. Aquíferos Suspensos são um tipo específico de aquífero livre, que não consegue acumular ou transmitir mais água. Aquíferos Confinados são isolados por formações geológicas impermeáveis ou semipermeáveis no topo e na base, com a pressão da água no topo maior do que a pressão atmosférica, ocorrem de forma “não drenante” (quando as superfícies limítrofes são impermeáveis) ou “drenante” (quando pelo menos uma delas é semipermeável) (SGB, 2010).

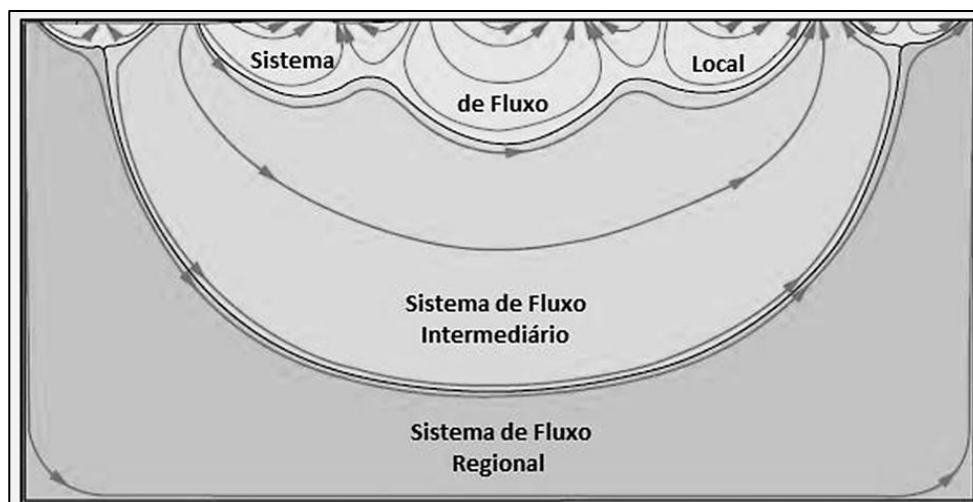
Compreender a dinâmica de interação interna entre essas zonas, associada às dinâmicas climática, geológica, morfológica e pedológica, constitui procedimento essencial para a compreensão do movimento da água nos aquíferos, conhecimento este essencial para a gestão sustentável dos recursos hídricos subterrâneos e a avaliação da disponibilidade de água na paisagem

2.6.4 Fator (es) Morfológico (s).

A relativa homogeneidade de diferentes formas do relevo é que dá forma às unidades de paisagens, dispondo estas de aspectos morfológicos específicos, que ditam os ritmos e a dinâmica das águas em seus domínios. Para Sophocleous (2002, p.53), “as variações de nível, potencial hídrico e linhas de fluxo das águas subterrâneas refletem as variações topográficas da superfície, sendo os níveis e os sistemas de fluxo das águas subterrâneas um tipo de réplica subjugada da superfície terrestre”

Para Tóth (1963, p. 4811), o relevo é crucial na formação dos sistemas de fluxo. Para o autor, existem três tipos de sistemas de fluxo de água em uma bacia hidrográfica de pequeno porte: sistemas locais, sistemas intermediários e sistemas regionais (Figura 10).

Figura 10 - Padrão teórico de fluxo e limites entre diferentes sistemas de fluxo



Fonte: Adaptado de Cunha (2017).

Os sistemas locais têm sua área de recarga em um alto topográfico e sua área de descarga em um baixo topográfico adjacente, separados por fronteiras subverticais. Os sistemas intermediários não ocupam as áreas mais elevadas e mais baixas da bacia, mas podem ter um ou mais altos e baixos topográficos entre eles, com fronteiras sub-

horizontais. Os sistemas regionais também possuem fronteiras sub-horizontais, e área de recarga no divisor de águas e descarga no fundo da bacia. Esses três sistemas podem ser sobrepostos um sobre o outro e separados por fronteiras sub-horizontais.

O efeito “espelhamento” que o padrão morfológico superficial exerce sobre os níveis e a dinâmica hídrica subterrânea também reflete a dinâmica hídrica superficial, sendo estes elementos cruciais na definição das zonas de recarga e descarga dos sistemas hídricos superficiais e subterrâneos.

Freeze e Cherry (1979) destacam que as taxas de entrada e saída das águas subterrâneas são controladas pela topografia da bacia hidrográfica e pelo ambiente hidrológico. Portanto, a topografia influencia diretamente na dinâmica de escoamento superficial e nas taxas de infiltração. Nas áreas mais elevadas, a infiltração da água da chuva recarrega os aquíferos, enquanto nas áreas mais baixas, a água subterrânea pode emergir na superfície, alimentando rios e lagos.

As formas estruturais do relevo, bem como as feições lineares da crosta terrestre (falhas, diaclases, zonas de cisalhamento, lineamentos tectônicos), constituem descontinuidades geoestruturais estratigráficas que elevam a permeabilidade dos sistemas de aquíferos, potencializando a circulação das águas superficiais e subterrâneas (TEIXEIRA, 2011).

Para além da dinâmica de infiltração, exfiltração e condicionamento do fluxo subsuperficial das águas, o componente morfológico também implica na distribuição do calor na superfície terrestre. Hubbert (1940, p.262) destaca que os aspectos morfológicos influenciam na temperatura das águas subterrâneas, mediante a existência dos campos de pressão e térmicos, dando origem a superfícies isobáricas e superfícies isotérmicas. Seiferlin (2009) complementa, afirmando que a topografia e as propriedades térmicas das camadas superficiais da superfície terrestre apresentam influência substancial na distribuição do fluxo de calor, interno e externo.

Observamos que as condições morfológicas, correlacionadas aos demais elementos ambientais, definem a profundidade, temperatura e os fluxos das águas subterrâneas, que, por sua vez, influenciam nas taxas de absorção da radiação solar e distribuição do calor.

Alkhaier *et al.* (2012, p.1829) destacam que as águas subterrâneas rasas, comuns em áreas de elevada taxa de recarga, drenagem deficiente ou pequenas encostas, refletem menos radiação de ondas curtas para a atmosfera devido ao reduzido albedo; portanto, absorvem mais radiação de ondas curtas. Quando a demanda potencial de evaporação é

adequadamente alta, uma grande parte da energia recebida por essas áreas é consumida para evaporação. Isso faz com que o fluxo de calor latente predomine, reservando menos energia para aquecer o solo. Desta forma, a condutividade térmica maior do solo sobre áreas com águas subterrâneas rasas facilita a transferência de calor entre as camadas superficiais e subsuperficiais do solo, potencializando a conexão térmica da subsuperfície com a atmosfera, implicando em alterações do balanço hídrico local.

Para Kumar (2012), a evapotranspiração constitui elemento chave do balanço hídrico sendo este, parte do ciclo hidrológico, pode-se antecipar que os sistemas de águas subterrâneas são afetados por alterações na dinâmica de recarga, desencadeadas por mudanças na interação entre os sistemas de águas subterrâneas e superficiais induzidas pelo tipo de uso da terra. As mudanças na recarga, por sua vez, estão associadas às mudanças na duração da vazão de riachos, que podem aumentar ou diminuir localmente, tanto na permeabilidade dos leitos subjacentes quanto no aumento da demanda evaporativa, levando a um menor armazenamento de água subterrânea, afetando sua disponibilidade na paisagem.

Observando a demanda evaporativa como fator de impacto na disponibilidade hídrica local, e considerando as perspectivas de elevação das temperaturas, há de se antever os impactos decorrentes dessa interação. Estudos conduzidos por Riedel (2019) estimam um acréscimo de temperatura de 3 a 4° das águas subterrâneas rasas nas próximas décadas, afetando sua quantidade e qualidade. Dentro deste contexto, uma das características dos aspectos morfológicos com impacto direto sobre a evapotranspiração está associada ao topoclima, padrão climático vinculado às características do relevo.

Com extensão horizontal variando entre 0,5 e 5 quilômetros, interferindo na estrutura vertical da atmosfera em até 50 a 100 metros de altura, o topoclima está relacionado com a rugosidade do terreno, resultando em uma energização diferenciada durante o dia para as diversas faces de exposição das vertentes à radiação solar. As diferenças de exposição introduzem grandes contrastes nas concentrações de umidade entre as vertentes (RIBEIRO, 1993).

Desta forma, a dinâmica do movimento das águas superficiais e subterrâneas é controlada em grande parte pelos aspectos fisiográficos (topografia, estrutura geológica) e climáticos de determinada área, tendo o relevo importante papel na modulação dos processos de interação entre águas superficiais e subterrâneas, influenciando a disponibilidade por meio da recarga, descarga e padrões de fluxo em diferentes paisagens hidrogeológicas (WINTER, 1995, 1999).

2.6.5 Fator(es) Pedológico(s).

Cobrindo toda a superfície terrestre, com exceção dos afloramentos rochosos, os solos constituem um dos principais componentes ambientais responsáveis pela dinâmica da água na paisagem. Produto de processos intempéricos complexos entre geologia, clima, relevo e atividade micro e macrobiológica, os solos apresentam características distintas e estão em constante processo de transformação. Os processos formativos correlacionados à presença da água e material de origem e aspectos morfoclimáticos dão origem aos diferentes tipos de solo que, por sua vez, apresentam propriedades hidrológicas distintas, sendo este um dos componentes mais afetado pelas alterações antrópicas (TWIDALE, 1990; NORDBERG, TURKINGTON, 2004).

Vitais para a manutenção dos recursos hídricos subterrâneos, os solos atuam como zona de infiltração acima do lençol freático, facilitando a recarga das águas subterrâneas. A camada superficial do solo funciona como um filtro reativo para a infiltração da água, permitindo que ela infiltre, alcançando os aquíferos subjacentes, conforme sua composição, porosidade, permeabilidade e teor de matéria orgânica (RUDOLPH; CEY, 2023).

De acordo com Adams *et al.* (2020) os solos retêm água, tornando-a disponível para a vegetação e sistemas de escoamento superficial como córregos, rios e lagos, sustentando o ritmo de recarga de aquíferos. Constitui ainda uma reserva estratégica de água, influenciando o tipo de cobertura vegetal e a dinâmica climática local e regional.

Nesta perspectiva, um dos fatores ligados às características dos solos que contribuem com a dinâmica das águas superficiais e subterrâneas está relacionado à capacidade do solo em reter água, não saturada.

Para Zheng e Yang (2016), a umidade do solo contribui diretamente com os fatores atmosféricos, através da evapotranspiração. A umidade transmitida para a atmosfera impacta substancialmente na umidade do ar, formação de nuvens e na precipitação. Ao simularem os efeitos da textura do solo em modelos hidrológicos regionais, os autores constataram que as propriedades do solo impactam diretamente nos percentuais de escoamento superficial e subsuperficial. Identificaram que solos mais arenosos apresentam menores percentuais de umidade, menor evapotranspiração e maior escoamento subterrâneo. Por outro lado, solos com maior concentração de argila e menos areia apresentaram maior evapotranspiração, menor porosidade, permeabilidade reduzida, elevando as taxas de escoamento superficial.

Considerando a permeabilidade dos solos como fator essencial para a manutenção dos aquíferos freáticos e equilíbrio das águas superficiais e subterrâneas, Sartori e Genovez (2011) propuseram uma classificação hidrológica dos solos por grupos, conforme Tabela 05.

Tabela 5 - Classe hidrológica dos Solos

| Grupo Hidrológico | Características | Textura | Outras Propriedades |
|--------------------------|---|--|--|
| A | Solos com permeabilidade rápida, sem lençol freático ou suspenso, camada restritiva forte ou moderada em até 100 cm de profundidade. | Arenosa, média, argilosa, muito argilosa | Teor de óxido de ferro elevado, propriedades ácricas (óxidos e hidróxidos de ferro, alumínio e caulinita) |
| B | Solos com permeabilidade moderadamente rápida, sem lençol freático ou suspenso, sem camada restritiva forte em até 100 cm. Pode ter camada restritiva moderada entre 50 e 100 cm de profundidade. | Média, argilosa, muito argilosa | Teor de óxido de ferro médio abaixo, mudança textural abrupta, horizonte coeso ou plíntico entre 50 e 100 cm |
| C | Solos com permeabilidade moderada a lenta, sem lençol freático ou suspenso em até 100 cm, podem ter camada restritiva forte entre 50 e 100 cm, moderada em até 100 cm. | Arenosa a bastante intemperizada | Camada restritiva forte entre 50 e 100 cm |
| D | Solos com permeabilidade lenta, podem ou não ter lençol freático ou suspenso em até 100 cm, além de camada restritiva forte e moderada. | Arenosa a argilosa | Pode ter lençol freático superficial (< 100 cm), camada restritiva forte em até 50 cm, ou horizonte vértico |

Fonte: Adaptado de Sartori e Genovez (2011)

Estes dados são cruciais para a compreensão das características hidrológicas dos solos, fornecendo uma categorização clara e concisa dos diferentes tipos de solos com base na permeabilidade, presença e nível do lençol freático, e características de camadas restritivas. Estes dados, permitem a identificação de solos com maior eficiência na recarga de aquíferos e na manutenção do equilíbrio entre águas superficiais e subterrâneas.

Fica evidente que a infiltração e o armazenamento da água da chuva respondem de forma específica a cada classe de solo, sendo que solos arenosos apresentam maiores taxas de infiltração do que solos argilosos, por apresentarem textura e condutividade hidráulica mais elevada, com boa capacidade de recarga de aquíferos. No geral, os solos

mais espessos e porosos possuem maior capacidade de armazenamento das águas, formando aquíferos freáticos com boa disponibilidade hídrica

Observando a dinâmica hídrica dos principais tipos de solo, Almeida *et al.* (2006) propôs a classificação dos aquíferos freáticos, de acordo com a Tabela 06.

Tabela 6 - Características dos aquíferos freáticos por tipo de solo.

| Grupos de solos | Aquíferos freáticos | Solos | Potencial de armazenamento e fornecimento de água |
|------------------------|----------------------------|-----------------------------------|--|
| 1 | Sistema freático I | Neossolos quartzarênicos | Elevado |
| 2 | Sistema freático II | Latossolos | Bom |
| 3 | Sistema freático III | Argissolos e Nitossolos | Moderado |
| 4 | | Cambissolos e Neossolos litólicos | Não são considerados aquíferos freáticos |
| 5 | | Gleissolos | São considerados zona exutória |

Fonte: Adaptado de Almeida *et al.* (2006)

Para os autores, os Cambissolos, Neossolos litólicos e Gleissolos não são considerados sistemas de aquíferos freáticos. Cambissolos e Neossolos litólicos não apresentam regularidade de fluxo hídrico na zona saturada rasa. Os Gleissolos, por sua vez, foram considerados zonas de exfiltração dos aquíferos freáticos.

Observando esta classificação, Moura *et al.* (2023) destaca que a ocorrência de sistemas de aquíferos freáticos com potencial variando de moderado a elevado contribui com a disponibilidade hídrica superficial de bacias hidrográficas nos períodos de estiagem. Por sua vez, o predomínio de solos desfavoráveis à recarga hídrica (Cambissolos, Neossolos litólicos e Gleissolos) constitui um agravante da disponibilidade hídrica superficial das bacias hidrográficas nos períodos de estiagem.

2.6.6 Influências dos tipos de uso da terra.

A paisagem marcou a história da evolução humana. No princípio, éramos parte integrada, seguíamos o ritmo natural e a dinâmica das paisagens que habitávamos. Uma vez apropriados de conhecimentos suficientes sobre a dinâmica da natureza, permitimo-nos subjugar-la; deu-se então um longo processo de modificação das paisagens que habitamos. Para Bertrand (2004, p.141), esta paisagem não é uma soma “simples de elementos geográficos aleatórios, e sim uma configuração complexa e instável de

elementos físicos, biológicos e antrópicos que, ao interagirem, fazem da paisagem um conjunto único e indissociável, em perpétua evolução”.

Neste contexto, podemos definir que o termo que exemplifica a “interação” é dado pelo uso da terra. Em virtude das demandas produtivas, o uso da terra tem se intensificado, aumentando a pressão sobre os elementos físicos e biológicos, em especial sobre os recursos hídricos.

De acordo com a FAO (1995), ao modificar a paisagem, manipulando os recursos naturais, estamos violando as leis naturais, resultando em danos ambientais significativos. A transmissão desses distúrbios ocorre principalmente por meio do ciclo hidrológico. As diversas formas de uso da terra, como desmatamento, intensificação da agricultura e pecuária, afetam a rugosidade da superfície, a evapotranspiração, a infiltração e a interação entre as águas superficiais e subsuperficiais, alterando a dinâmica natural de interação entre os elementos do balanço hídrico, comprometendo o ciclo regular de disponibilidade de água (LEI *et al.* 2022).

Ao alterar o balanço hídrico, reduzindo a recarga da água subterrânea e elevando as taxas de escoamento superficial e a evapotranspiração, em decorrência de alterações nas propriedades físicas do solo, como teor de umidade e temperatura, alteram-se os padrões hidrológicos na escala local, impactando diretamente na disponibilidade e qualidade das águas, e padrões climáticos a nível regional em várias escalas temporais (JHA, 2020).

Os impactos em escala espaço-temporal são observados por Mengistu *et al.* (2022). Para os autores, mudanças significativas no uso da terra em diferentes escalas espaço-temporais alteram o ciclo natural da água na paisagem, comprometendo a regularidade de vazão dos rios e rebaixamento dos aquíferos, potencializando a escassez de água durante a estação seca.

Sobre a perspectiva espaço-temporal a nível de bacias hidrográficas, podemos destacar que os usos da terra mais significativos se concentram na agricultura e pecuária, sendo estas as atividades com maior impacto, das quais trataremos separadamente a seguir:

2.6.6.1 Atividade Pecuária.

De acordo com o Laboratório de Processamento de Imagens e Geoprocessamento da Universidade Federal de Goiás (LAPIG/UFG, 2023), a atividade pecuária ocupa

179.412.264,496 ha, totalizando 21,12% do território brasileiro. Estudos conduzidos por Santos *et al.* (2022) identificaram que, deste total, 41,1% correspondem a pastagens não degradadas; 32,2% apresentam níveis de degradação intermediário e 26,7% são classificadas como pastagens com níveis de degradação severa. O estudo concluiu ainda que as pequenas propriedades apresentam níveis de degradação de pastagem três vezes maior que propriedades de grande porte, sendo este um reflexo das demandas socioeconômicas, que levam as pequenas propriedades ao aumento do rebanho e, conseqüentemente, ao sobrepastoreio.

Estes dados revelam um cenário socioambiental crítico, uma vez que são justamente as pequenas propriedades que demandam mais recursos hídricos para manter a produção. Neste contexto, o sobrepastoreio, caracterizado pelo excesso de cabeças de gado por hectare, e os níveis de degradação das pastagens aceleram a degradação do solo mediante a compactação e redução da permeabilidade, alterando o equilíbrio do ciclo hidrológico.

Desta forma, a atividade pecuária, assim como toda atividade de uso da terra, apresenta impactos diretos e indiretos sobre a dinâmica hídrica natural da paisagem. Dentre os impactos diretos, podemos destacar o desmatamento e o consumo de água pelos animais e gramíneas introduzidas como pastagens.

Ao calcular a pegada hídrica da atividade na região amazônica, Pedroso *et al.* (2016) estudou o desenvolvimento da cultura da gramínea *Brachiaria*, constatando que, para produzir um quilograma de massa seca, são necessários $1,41 \text{ mm/dia}^{-1}$. Ao considerar que o tempo médio do ciclo do gado no pasto até o abate (1095 dias), constata-se que são necessários $14.168,03 \text{ m}^3/\text{ha}^{-1}$ para manutenção da pastagem, resultando em um consumo total de $12.348,12 \text{ litros/kg}^{-1}$ para a produção do capim.

Observando uma média mundial, Pimentel *et al.* (2004) estima que, para cada quilograma de carne bovina, são consumidos 43.000 litros de água, se considerarmos todos os processos envolvidos até a mesa do consumidor. Estudos conduzidos por Mendonça, Tadeu e Sinisgalli (2013) para a pecuária brasileira identificaram uma demanda de 26.230 litros por quilograma de carne produzida na pecuária convencional, observando o processo de produção e manutenção da pastagem e hidratação animal. Para a produção de leite, Palhares (2018) identificou uma demanda de 950 litros de água para a produção de cada litro de leite.

Estes dados nos remetem à severidade dos impactos advindos do sobrepastoreio, onde a quantidade de animais por hectare apresenta duplo impacto: o do consumo direto pelas pastagens e animais, e os efeitos adversos da compactação.

O pastoreio afeta negativamente as propriedades físicas do solo, em decorrência dos níveis de pressão exercidos pelos animais. Estes níveis são ainda maiores quando os animais estão em movimento. Como exemplo, uma vaca de leite de 530 kg exerce uma pressão sobre o solo de 300 kPa, mais que o dobro de sua pressão estática. Ovinos, quando em pé, têm em média 66 kPa e bovinos 138 kPa; quando em movimento (sobre 2 ou 3 patas), estes níveis são ainda maiores. Estes níveis de pressão estática são comparáveis às pressões de contato de pneus (74–81 kPa) e de esteira (58 kPa) de veículos agrícolas vazios. O efeito compressivo e de compactação são mais perceptíveis em superfícies de solos com altas taxas de lotação. As propriedades físicas do solo que dependem das ligações entre poros, como mecanismo de infiltração e permeabilidade do ar, são as mais sensíveis à compactação pelos animais em pastejo (GREENWOOD, MCKENZIE, 2001).

Desta forma, uma maior pressão de pastejo reduz a porosidade e, portanto, a condutividade hidráulica, reduzindo os efeitos positivos dos macroporos, impactando as propriedades que favorecem a infiltração e retenção de água e a manutenção da umidade.

Com efeitos negativos diretos e indiretos, o pisoteio induzido pelo pastoreio não reduz apenas a cobertura vegetal, mas também interrompe a conectividade dos macroporos, compactando as camadas superficiais do solo, reduzindo a infiltração, expondo a superfície ao impacto das gotas de chuva, reduzindo a estabilidade dos agregados, removendo biocrostas, comunidades de líquens e musgos, desagregando partículas erodíveis do solo, aumentando a suscetibilidade à erosão hídrica. O pisoteio direto da superfície do solo também pode levar ao desenvolvimento de crostas deposicionais que favorecem o escoamento superficial. Esses cenários sugerem que os efeitos da pecuária nos processos hidrológicos são de longo alcance, complexos, podendo afetar diferentes comunidades, contextos e ambientes (ELDRIDGE, DING, TRAVERS, 2022).

Estes processos afetam a dinâmica natural de circulação das águas superficiais e subsuperficiais, seja pela compactação e redução da infiltração e recarga dos sistemas de subsuperfície ou pelo aumento das taxas de escoamento superficial, principal responsável pelo assoreamento de lagos, córregos e rios.

Outro efeito da atividade pecuária (principalmente a extensiva), associado ao assoreamento, está relacionado ao acesso direto dos animais aos cursos d'água e áreas

úmidas. O poderoso esforço locomotor do gado, incluindo as forças incisionais e erosivas dos cascos, aliado ao sobrepastoreio, pode reduzir a estabilidade das margens dos córregos, aumentando a sedimentação, levando ao assoreamento de pontos isolados, com efeito retentivo do fluxo hídrico.

O'Callaghan *et al.* (2019) constatou que estes danos são mais graves nas margens de pequenos córregos. Para os autores, o acesso do gado a córregos e mata ciliar pode causar queda nas margens, dando origem a canais cada vez mais largos e rasos, reduzindo a relação largura/profundidade e aumentando a área do leito exposta à radiação solar. Portanto, riachos com acesso de gado podem ter temperaturas médias de água mais altas do que córregos onde o acesso de gado é excluído. Mudanças na temperatura dos riachos podem, por sua vez, resultar em mudanças biológicas e na dinâmica de evapotranspiração local.

Na medida em que a cobertura vegetal é substituída, seja pelas pastagens, o solo sofre o impacto do excesso de bovinos. O peso exercido sobre o solo culmina na compactação, induzindo a perda gradativa da capacidade de infiltração das águas pluviais, concentrando e intensificando os fluxos de superfície, desencadeando processos erosivos e transportando maiores volumes de sedimentos para os fundos dos vales, onde se concentram as áreas úmidas, nascentes e córregos. O excedente de sedimentos assoreia os cursos d'água, levando à redução da vazão e ao desaparecimento de nascentes (COSTA; MOREIRA; OSVALDO, 2023).

Fica evidente, portanto, que as interações entre animal, solo e planta em sistemas de pastoreio afetam direta e indiretamente a dinâmica natural da circulação da água na paisagem, ao impactar os processos de infiltração e ciclagem da água, erosão do solo e recarga dos sistemas de aquífero (GREENWOOD; MCKENZIE, 2001).

Neste sentido, Eldridge *et al.* (2022) destacam que a atividade pecuária, em qualquer nível, altera o contexto ambiental, modificando os processos hidrológicos, sendo improvável que o pastoreio do gado resulte em resultados ambientais positivos para a infiltração e produção de sedimentos.

Entender os diferentes níveis de impacto da atividade pecuária sobre o ciclo natural da água na paisagem, possibilita a formulação de diagnósticos hidrogeomorfológicos com maior nível de precisão espaço temporal. Permitindo, traçar estratégias de mitigação ou até de reversão dos impactos da atividade pecuária sobre a dinâmica hidrológica.

2.6.6.2 Atividade agrícola.

De acordo com o Mapbiomas (2022), a agricultura ocupa 61 milhões de hectares, o que corresponde a 22% do território nacional. Se considerarmos os mosaicos de usos (17%), esses percentuais podem ser ainda mais elevados. O fato é que a agricultura ocupa a segunda maior área de uso da terra do país, ficando atrás da pecuária. Mesmo ocupando área inferior, seu PIB (72%) é mais que o dobro da atividade pecuária (28%) (BRASIL, 2022).

Estes dados nos oferecem um cenário da atividade intensa do setor agrícola, atrelado às demandas de crescimento econômico interno, com vínculos diretos às demandas do mercado mundial. Todo este ritmo produtivo tem um custo, e um dos mais onerosos recai sobre os recursos hídricos.

A conversão dessas terras de seus estados nativos em terras agrícolas, mediante o emprego de inúmeras práticas de manejo, modifica a dinâmica natural, afetando os regimes hidrológicos destas áreas (ROTH; CAPEL, 2012).

De acordo com Novoa *et al.* (2019), a agricultura se tornou a atividade que mais consome recursos hídricos no mundo, respondendo por aproximadamente 70% do total de extrações diretas de água e 90% do consumo indireto (água evapotranspirada e não devolvida ao sistema), afetando as taxas de infiltração, padrões de umidade do solo e a geração de escoamento superficial.

No cenário nacional, de acordo com Montoya e Finamore (2021), a maior parte da água utilizada na propriedade rural é proveniente da chuva e somente 10% da área agrícola do país é irrigada. Sendo ainda importante destacar que a produção de alimentos requer quantidades significativas de água, uma vez que, a cada um milhão de metros cúbicos (1 hm³) utilizado na agricultura, 70,46% são consumidos (incluídos em produtos) e 29,54% retornam ao meio ambiente.

Podemos perceber que um dos primeiros impactos do uso da terra pela atividade agrícola sobre os recursos hídricos se dá pelo consumo direto, considerando as quantidades de água necessárias para o crescimento das cultivares.

De toda a água utilizada pelas plantas, parte não é recuperável. Uma parte da água passa a fazer parte da composição química da planta por meio dos processos de fixação de dióxido de carbono. Globalmente, em média, estima-se que a água necessária para as culturas alimentares e forrageiras varia entre 300 e 2000 litros por quilograma de matéria seca (SINGH, 2018).

No Brasil, as principais culturas agrícolas apresentam elevadas taxas de consumo de água na produção de biomassa. Estudos indicam que, na média, a taxa de consumo de água do feijão é de 3.263 l/kg, arroz 2.403 litros/kg (SANTOS *et al.* 2023); soja, 2.463 l/kg, milho 1.966 l/kg (ROCHA; STUDART, 2013), algodão 738,25 l/kg (ROCHA *et al.* 2017) e cana-de-açúcar 116 l/kg (SANTIAGO *et al.* 2018).

Quando comparamos estes dados com o consumo médio de água pelos sistemas naturais, podemos dimensionar as implicações diretas do consumo pelas cultivares. De acordo com Fritzsons e Parron (2017), a média de consumo de água pelas florestas nativas é de 1.250 l/kg. Para o cerrado brasileiro, a taxa é de 2.500 l/kg. Desta forma, podemos observar que determinadas culturas consomem mais água que a vegetação natural, outras até consomem menos, principalmente quando comparadas às demandas hídricas da vegetação típica do bioma cerrado. Contudo, se considerarmos o tempo necessário para a produção de 1kg de biomassa dos sistemas naturais, concluímos que o consumo das cultivares é expressivamente maior. As cultivares apresentam ciclos curtos, de alto consumo de água por unidade de área, podendo suportar até três ciclos de cultura anualmente. Destaca-se ainda que os sistemas de cultivo não prestam os mesmos serviços ambientais necessários ao equilíbrio do ciclo hidrológico, como elevadas taxas de infiltração e evapotranspiração.

Concomitante com os efeitos diretos, os impactos indiretos decorrem das alterações nas taxas de infiltração, evapotranspiração e escoamento superficial.

A inserção e intensificação da atividade agrícola afeta a rugosidade da superfície e o índice de área foliar, alterando a distribuição de energia na superfície e a evapotranspiração. Sendo observadas perdas significativas nos percentuais de umidade do ar (evaporação) e do solo, e aumento no escoamento superficial, afetando a produção de água e respostas hidrológicas a nível local e regional; afetando a frequência das inundações e a regularidade do clima regional (MAO, CHERKAUER, 2009; SAHA, MCMAINE, 2023).

A relação da atividade agrícola com o balanço hídrico (precipitação, evapotranspiração e escoamento) e o clima local e regional decorrem das capacidades da água na retenção do calor. De acordo com Ryszkowski e Kedziora (2008), dependendo da temperatura, a evaporação de 1 litro de água, ou seja, uma lâmina de água de 1 mm de espessura sobre 1 m², tem potencial para aquecer 33 m³ de ar, desempenhando assim papel significativo na regulação da temperatura e umidade do ambiente. Desta forma, a inserção

de diferentes culturas e seus ciclos sazonais alteram o albedo da superfície e a dinâmica de evaporação.

Nota-se que alterações na paisagem que contribuem com a adição de calor latente para o balanço térmico incorrem em alterações no balanço hídrico. Por sua vez, se é possível alterar o equilíbrio de calor de um ecossistema ou bacia hidrográfica, então é possível mudar a dinâmica de ciclagem da água. Portanto, ao desencadear mudanças estruturais na cobertura vegetal de uma bacia hidrográfica, é possível alterar o balanço térmico e, conseqüentemente, o balanço hídrico (RYSZKOWSKI; KEDZIORA, 2008).

A substituição de vegetação nativa por culturas agrícolas sazonais afeta ainda a quantidade de chuva interceptada pela vegetação e a quantidade de água que retorna à atmosfera através da evapotranspiração. Essas mudanças, por sua vez, alteram a quantidade de água que atinge o solo diretamente e a quantidade que flui através das vias de recarga e escoamento. As vias de escoamento também são afetadas durante o preparo do solo, alterando a estrutura dos macroporos. Na ausência de vegetação, este é um componente essencial na partição da precipitação entre o escoamento superficial e infiltração. Combinadas, a supressão vegetal e a redução da porosidade potencializam a erosão do solo. Sendo imperativo destacar que, desde a conversão inicial de vegetação natural em terras agrícolas, as práticas de manejo estão a alterar os determinantes hidrológicos (ROTH; CAPEL, 2012).

A erosão, por sua vez, impacta na produtividade das culturas mediante redução da disponibilidade de água e declínio nos percentuais de nutriente, matéria orgânica, microbiologia e redução da profundidade do solo. A falta de água para as plantas crescerem é um dos efeitos mais severos da erosão, pois o solo erodido absorve 87% menos água por infiltração do que o solo em condições normais de permeabilidade. Desta forma, a erosão do solo é um ciclo autodegradante. À medida que remove nutrientes e matéria orgânica, o escoamento da água é intensificado, reduzindo a produtividade das culturas. O ciclo se intensifica, ampliando os danos nas temporadas de chuvas subsequentes (PIMENTEL *et al.* 2004). Tendo ainda como efeitos colaterais o assoreamento de áreas úmidas, leitos de rios, córregos e lagos, reduzindo a disponibilidade hídrica.

Para além dos impactos da atividade agropecuária, há consenso que os vários tipos de uso da terra impactam a dinâmica da água na paisagem de diferentes formas. Direta ou indiretamente, estes impactos associados podem se combinar e desencadear impactos

sinérgicos com efeitos em diferentes escalas de tempo e espaço. Sendo estes, componentes estratégicos na avaliação das condições hidrogeomorfológicas da paisagem.

As diretrizes da FAO (1995) destacam que, a fim de evitar problemas adversos entre as interconexões terra e água, deve-se adotar uma abordagem integrada de seus usos. Observando a totalidade do ciclo da água, a bacia hidrográfica constitui a unidade espacial apropriada às intervenções integradas, que considerem ações locais, a montante e a jusante, refletindo as interdependências sistemáticas da dinâmica da água na paisagem.". Estas diretrizes posicionam os estudos hidrogeomorfológicos em posição estratégica, dada sua capacidade de análise integrada dos fatores controladores dos processos que condicionam o ciclo hidrológico, especialmente em paisagens naturalmente delimitadas das bacias hidrográficas.

2.7 Componentes e Processos hidrogeomorfológicos: Sistema de Vertentes, bacias de ordem zero, nascente, sistemas de cabeceira e conexão rio/lago aquífero.

Ao buscar compreender a dinâmica da água na paisagem, somos conduzidos a questionamentos sobre a origem desse recurso em nascentes, córregos, rios e lagos. O senso comum nos leva a crer que as feições hidrogeomorfológicas de superfície — como nascentes e rios — e de subsuperfície — como aquíferos e o lençol freático — são os elementos “produtores” de água. No entanto, como já discutido, essas feições materializam, concentram e conduzem a água; são os meios pelos quais ela se manifesta no estado líquido, mas não necessariamente a “produzem”. Desta forma, se o conjunto de feições hidrogeomorfológicas não produz a água disponível na paisagem, o que de fato a produz?

Estudos conduzidos por Wu *et al.* (2018) e Sharp e Olson (2019) afirmam que a água disponível na Terra se originou de uma complexa combinação de herança condrítica e da absorção de gases nebulares, juntamente com o armazenamento de hidrogênio no núcleo terrestre. Assim, a maior parte da água foi adquirida através da acreção de material condrítico, especialmente de condritos do tipo CI⁴, originados além da linha de gelo na nebulosa solar. Posteriormente, a dissolução do hidrogênio nebular nos oceanos de

⁴ Meteoritos primordiais que possuem composição semelhante à da nuvem solar original, contendo alta quantidade de água e minerais voláteis. Representam materiais pouco alterados desde a formação do sistema solar e são importantes para entender a origem da água (WU *et al.*, 2018)

magma primitivos e a reação entre o hidrogênio e gotículas de ferro resultaram em uma diferença significativa na composição isotópica do hidrogênio entre o manto e o núcleo.

De acordo com Karmann (2009), o processo de "degaseificação" do planeta foi responsável pela formação de quase toda a água existente. Há evidências geoquímicas de que a formação da atmosfera e da água hoje disponíveis ocorreu durante a primeira fase de resfriamento do planeta. Desde então, esse volume tem sofrido pequenas variações, renovando-se permanentemente através do ciclo hidrológico.

Se a origem da água remonta aos processos de formação do planeta, qual é a função das feições hidrogeomorfológicas, uma vez que não dão origem à água? Pode-se concluir que essas feições compreendem o conjunto de elementos essenciais à manutenção do equilíbrio hídrico. Elas são componentes fundamentais do ciclo hidrológico, responsáveis pela ciclagem e pela manifestação da água na paisagem, estando associadas diretamente ao padrão climático local.

O fato de não se “produzirem” novos volumes de água a torna ainda mais vulnerável e reforça a importância dos processos hidrogeomorfológicos para a manutenção do equilíbrio do ciclo hídrico.

Considerando o ciclo hidrológico a partir da precipitação, dá-se início a uma série de processos. Ao precipitar, a água é conduzida ao ciclo por uma diversidade de percursos. Sobre diferentes formas de relevo, coberturas vegetais e complexos lito-hidro-pedológicos, a água inicia sua trajetória de infiltração, percolação, escoamento, evaporação e evapotranspiração, passando por vertentes, rochas, solos, bacias hidrográficas e corpos d'água.

Assim, o caminho da água na paisagem passa por processos complexos, integrando sistemas interdependentes, como cabeceiras, vertentes, bacias de ordem zero, nascentes e a conexão rio-aquífero. Compreender a atuação dessas feições e processos possibilita avaliar os impactos das alterações antrópicas na estrutura do ciclo hídrico e disponibilidade de água.

2.7.1 Sistema de vertentes.

No trabalho intitulado “A evolução das Vertentes”, Tricart (1957) destaca que a vertente é o componente dominante do relevo terrestre na maioria das regiões. Desta forma, ela se impõe como a forma de relevo de maior importância para o desenvolvimento de atividades produtivas e de infraestrutura, uma vez que, mediante sua ação

geomorfológica, controla a dinâmica dos cursos d'água, recurso essencial para as atividades humanas.

Nesta perspectiva, a vertente é o elo entre a rede de drenagem e sua área de captação. Para Casseti (2005, p. 5), “a vertente, no sentido amplo, seria um todo que está ligado aos processos fluviais; no sentido restrito, seria caracterizada por processos denudacionais, inerentes à própria vertente”, os quais também impactam a dinâmica fluvial.

Constituídas por estruturas tridimensionais, as vertentes ou encostas se originam de processos de erosão, sedimentação ou tectonismo. Elas são as estruturas que conectam os interflúvios aos fundos dos vales e são compostas por zonas convexas (divisores), por onde o fluxo de água diverge, e zonas côncavas (concauidades), por onde os fluxos convergem (JÚNIOR; BARROS; LAVARINI, 2020).

Desta forma, ao precipitar sobre a superfície, a água é conduzida pelas vertentes em uma longa e variável trajetória dentro da rede de drenagem. Caracterizada também como um divisor de águas, a configuração morfológica, lito-hidro-pedológica e biológica da vertente exerce influência direta nos percentuais de escoamento, infiltração e evaporação.

Queiroz Neto (2010) afirma que a vertente é uma forma geomorfológica com influência direta sobre os processos pedogenéticos, pois condiciona a circulação da água a partir da infiltração. Esse condicionamento ocorre em duas etapas: no primeiro processo, parte da água infiltrada integra a dinâmica de evapotranspiração; o segundo é caracterizado pelo percentual de água que atinge o lençol freático, desencadeando mecanismos de transporte e migração de elementos no sistema.

A dinâmica cíclica de interação entre os processos morfológicos e hidrológicos sobre as vertentes confere a elas, naturalmente, um funcionamento sistêmico.

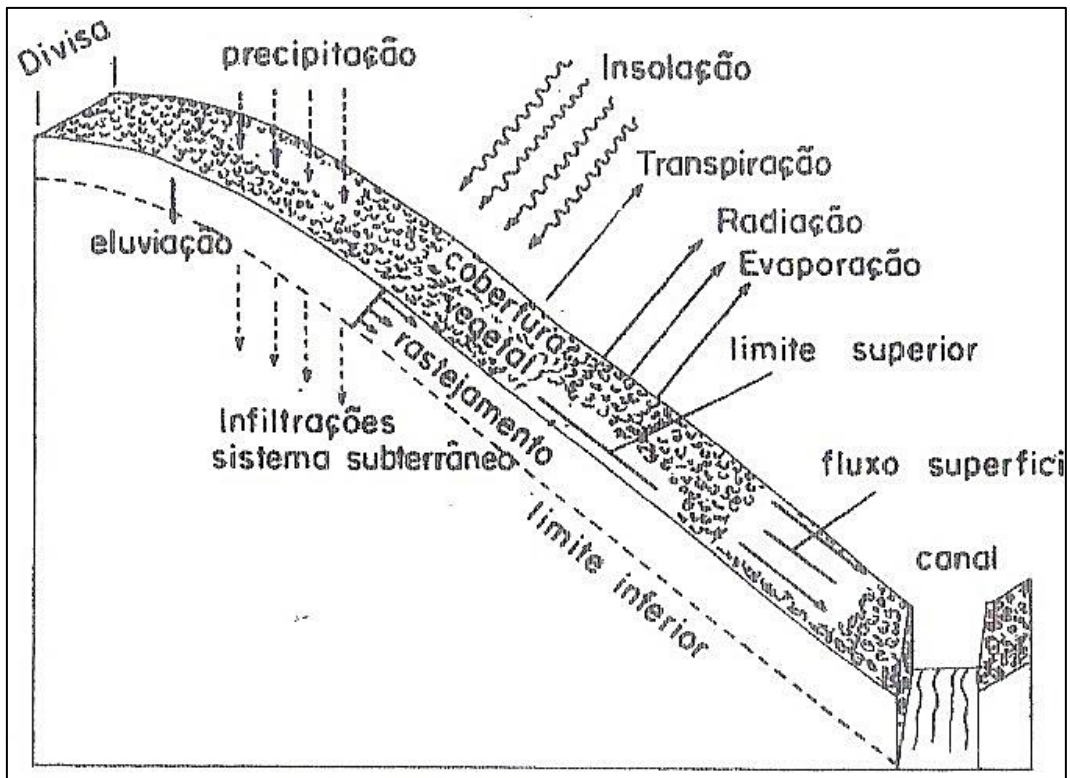
Desta forma, Christofolletti (1980) destaca que, conceitualmente, as vertentes se estendem do interflúvio ao canal fluvial. De funcionamento complexo, elas podem ser observadas na perspectiva de sistemas abertos, que recebem e perdem energia e matéria. As fontes de energia são a gravidade e a irradiação solar, enquanto a precipitação, o solo, a rocha e a vegetação são as fontes primárias de matéria (Figura 11). Processos como escoamento, meteorização e infiltração dinamizam os fluxos de energia e matéria entre os sistemas de vertente e a rede de drenagem.

A concepção sistêmica de Christofolletti (1980), baseada em relações processuais entre fatores como declive, litologia e padrões climáticos, é ampliada por Clark e Small

(1982), que passam a considerar a dinâmica de estrutura, processo e estágio como mecanismos de interação sistêmica das vertentes.

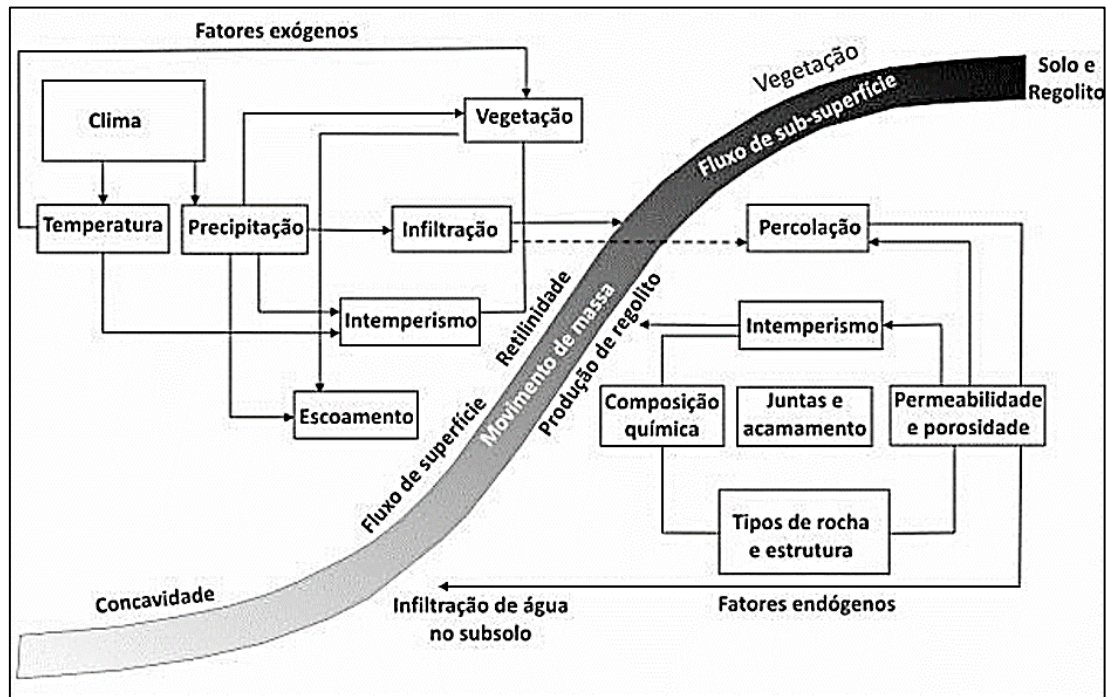
O processo de formação das encostas é marcado pela interação entre fatores (climáticos, geológicos, hidrológicos, pedológicos e vegetais) e processos (intemperismo, transporte). Nessa dinâmica, processos "ativos" moldam materiais "passivos", cuja forma resultante depende do tempo de atuação desses processos. Assim, as encostas podem ser analisadas em termos de estrutura, processo e estágio, conforme os princípios de Davis (1899). Elas podem ser consideradas, portanto, como um sistema natural (Figura 12), no qual existem numerosas e complexas interações entre fatores, processos e formas que controlam a dinâmica do escoamento das águas (SMALL; CLARK, 1982).

Figura 11 - Sistema de vertente



Fonte: Adaptado de Christofolletti, (1980)

Figura 12 - Processos associados aos sistemas de vertentes



Fonte: Adaptado de Small e Clark (1982)

Nesta perspectiva, as vertentes são componentes básicos e essenciais que integram a rede de drenagem e, conseqüentemente, condicionam a dinâmica das águas superficiais e subsuperficiais nas bacias hidrográficas.

De acordo com sua natureza e dinâmica de fluxo de ganho e perda de massa e energia, nota-se que as ações humanas sobre as vertentes, ao longo de décadas, têm desencadeado impactos ambientais significativos, tanto dentro quanto fora do sistema. Tais impactos incluem a redução da fertilidade natural e da disponibilidade de água no solo, o que expõe todo o sistema a uma situação de vulnerabilidade ambiental (PEREIRA; RODRIGUES, 2022).

2.7.2 Bacias de ordem zero.

Os avanços na compreensão do funcionamento das vertentes, por meio da observação de suas formas, conduziram à identificação de feições a princípio denominadas “*hollows*”. Inicialmente observadas como concavidades no relevo, essas feições foram caracterizadas como espaços não saturados, por vezes preenchidos por sedimentos (HACK; GOODLETT, 1960).

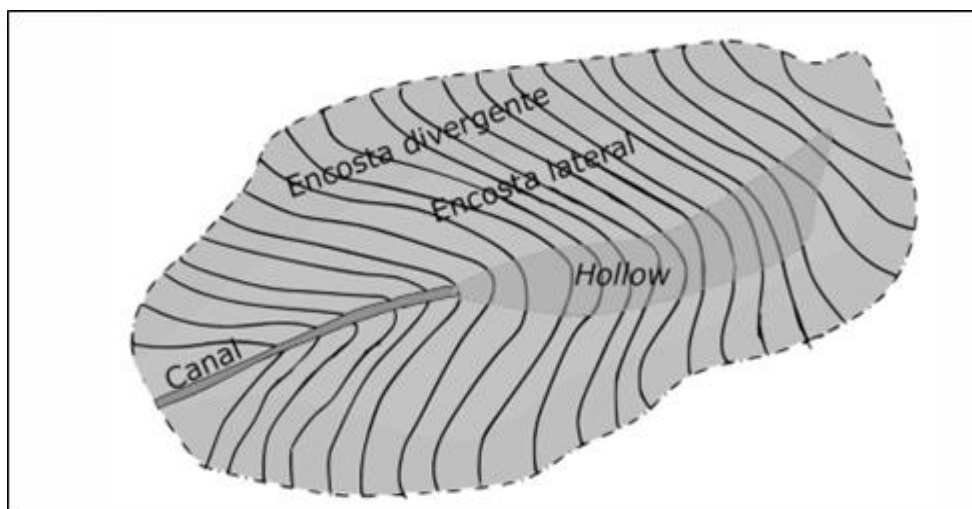
Posteriormente, ao estudar os efeitos dos volumes pluviométricos na dinâmica das águas subterrâneas, Tsukamoto (1963) descreveu áreas onde a água da chuva é retida no

solo. Nesses locais, a água repõe a umidade em vez de se tornar escoamento. O autor conceituou essas áreas como "bacias de ordem zero", destacando que elas são de fundamental importância para a retenção de água e a manutenção da umidade do solo, contribuindo para a regulação do ciclo hidrológico.

Para Tsuboyama *et al.* (2000), as bacias de ordem zero seguem o padrão de áreas de cabeceira, que geralmente possuem um maior número de cavidades geomórficas. Nessas cavidades, localizadas nas porções média e superior das encostas, os processos que dão origem ao escoamento e ao transporte de solutos estão ativos.

Após ampla revisão sobre o tema, Godoy *et al.* (2021, p. 101) definiram bacias de ordem zero como “um conjunto de encostas que convergem o escoamento superficial para uma região côncava, sem que exista um canal entalhado no centro do vale” (Figura 13). Segundo Júnior *et al.* (2020, p. 58), elas “são feições importantes para manter a estabilidade de processos hidrogeomorfológicos na rede de drenagem, onde a infiltração das águas pluviais pode gerar fluxos superficiais de saturação”.

Figura 13 - Conceito de bacia de ordem zero



Fonte: Adaptado de Godoy *et al.* (2021)

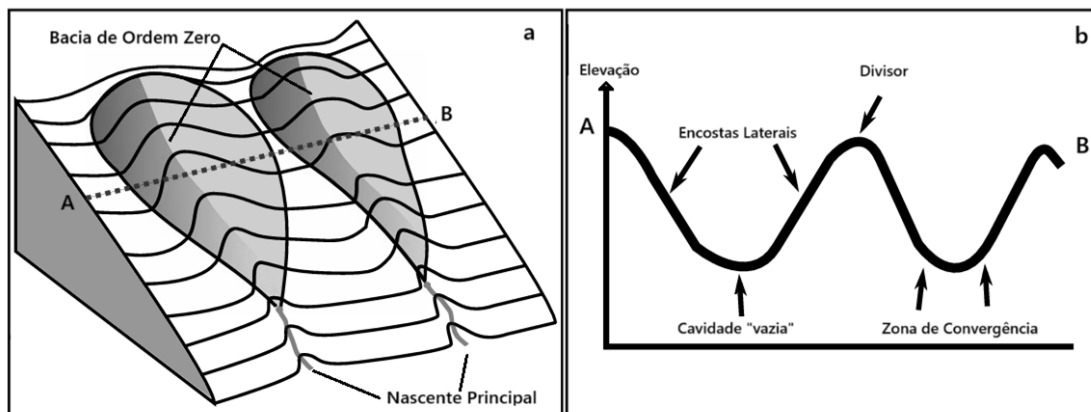
Sidle, Gomi e Tsukamoto (2018) destacam que, assim como a descoberta do "zero" mudou o paradigma da matemática, o reconhecimento das bacias de ordem zero mudou a compreensão sobre a dinâmica da água, dos sedimentos e dos nutrientes nas bacias hidrográficas, representando um importante elemento na análise dos elos entre as encostas e a rede de canais.

Essas ligações são observadas nos controles que as bacias de ordem zero exercem sobre o movimento da água e dos sedimentos das encostas para a rede fluvial. Por

ocuparem uma grande proporção da área de captação, elas atuam como moderadoras que, por meio da topografia, da forma e da espessura dos depósitos, impactam significativamente a dinâmica hidrológica de toda a bacia. Outro aspecto importante do regime hidrológico controlado por essas bacias é a posição da cabeceira do canal (nascente principal) (Figura 14). Este ponto representa a transição na qual concentração da água disponível muda do fluxo de encosta (transferência) para o fluxo canalizado (rede fluvial) (GRIEVE *et al.* 2018).

A posição da cabeceira de drenagem — caracterizada por Grieve *et al.* (2018) como o ponto de transição entre o fluxo de transferência e o fluxo canalizado — consiste no início do escoamento do canal de primeira ordem, o que resulta na formação de uma nascente. Desta forma, como destaca Marangon (2017, p. 1), as “bacias de zero-ordem são responsáveis por captar e prover os volumes de água necessários para a manutenção das nascentes”. Elas constituem, assim, áreas essenciais à manutenção do ciclo hidrossedimentológico da paisagem.

Figura 14 - Representação de duas bacias de ordem zero



(a) Diagrama comparativo de duas bacias de ordem zero em uma encosta, com destaque para a localização da nascente em relação à bacia. (b) Perfil topográfico esquemático, com exagero vertical, ilustrando as formas topográficas (cavidade, encostas planas e divisores divergentes) utilizadas para definir uma bacia de ordem zero, segundo Hack e Goodlett (1960).

Fonte: Adaptado de Grieve *et al.* (2018).

Outro aspecto importante da atuação das bacias de ordem zero sobre a dinâmica hídrica está relacionado à função que elas exercem sobre os processos erosivos. Neste aspecto, a correlação direta entre a densidade de drenagem e o tamanho das bacias de ordem zero constitui um fato crítico. Elevadas taxas desses parâmetros explicam a magnitude e a evolução de feições erosivas. Conseqüentemente, quanto menor for a bacia de ordem zero, maior será o número de incisões no relevo e, portanto, maior será o

desenvolvimento de canais de primeira ordem (STIEG; LAW, 1985; SCHOR; GRAY, 2007).

Considerando o grau de dissecação do relevo e a concentração de pequenas bacias de ordem zero como fatores de potencial erosivo, cabe destacar a necessidade de maior controle dos tipos de uso da terra nessas áreas, com vistas à proteção das cabeceiras de drenagem, das nascentes e dos recursos hídricos.

Desta forma, as alterações morfoestruturais das bacias de ordem zero, induzidas pelas atividades de uso da terra, influenciam negativamente a dinâmica hídrica das paisagens a jusante. A compactação dos solos, que compromete a retenção da água da chuva, pode reduzir a disponibilidade de água para a rede de drenagem. Isso impacta a quantidade e a qualidade das águas superficiais, a recarga dos aquíferos e pode desencadear ou acelerar processos erosivos, comprometendo a disponibilidade de água para uso humano e agrícola (TSUKAMOTO, 1963; SIDLE, GOMI, TSUKAMOTO, 2018; GODOY *et al.* 2021).

2.7.3 Nascentes.

Historicamente, as nascentes foram tratadas de maneiras variadas. Algumas culturas as consideravam sagradas, atribuindo-lhes significados espirituais. Os antigos egípcios, por exemplo, acreditavam que eram presentes dos deuses, associando-as à vida e à fertilidade. Além disso, muitas civilizações reconheciam sua importância prática como fontes de água potável e, por isso, eram protegidas e preservadas para garantir o acesso equitativo ao recurso. De maneira geral, as nascentes foram tratadas com reverência, proteção e valor social por diversas civilizações (LAMOREAUX, 2014).

Sua natureza multivariada, associada aos significados sócio-históricos, também é observada na definição de Guerra (1993, p. 64). O autor as descreve como "olhos d'água que dão origem a um curso fluvial", utilizando termos do senso comum como "fonte", "minadouro" e "manancial".

Um elemento convergente nos termos e significados atribuídos às nascentes se refere à sua capacidade de concentrar a água em um determinado ponto, de forma localizada ou difusa.

De uma perspectiva científica, as nascentes são locais onde a água subterrânea é liberada para a superfície, sendo dinâmicas e ajustadas às circunstâncias climáticas e geológicas. A natureza da rocha, as particularidades dos estratos superficiais e a força

gravitacional do relevo determinam a quantidade e a extensão das nascentes. A manutenção de seu fluxo, por outro lado, depende de um aquífero, que atua como gerador. Nesse processo, a capacidade do aquífero de armazenar e descarregar água é crucial, uma vez que o fluxo subterrâneo se move em direção ao menor gradiente. Desta forma, o contexto e o tipo da área de recarga são elementos essenciais para o fluxo da nascente (PITTS; ALFARO, 2001).

Existe, assim, um ciclo baseado em carga, recarga e descarga de água entre os sistemas superficial (área de captação) e subterrâneo (aquíferos), que sustentam as nascentes. Caracterizada como um processo complexo, a "descarga de água subterrânea consiste na remoção de água da zona saturada através da superfície do lençol freático" (FREEZE, 1974, p. 629).

De acordo com Dunne (1990, p. 7), o regime de descarga está condicionado à distribuição espacial das infiltrações, influenciado pela topografia e pela estrutura geológica. A descarga ocorre, onde a topografia cruza com o nível do lençol freático. Quando esse fluxo é suficientemente concentrado, é informalmente chamado de nascente.

Dada a complexidade das variáveis envolvidas no processo de descarga, existe uma quantidade significativa de tipos de nascentes. Para Kresic (2010), elas podem ser divididas em dois grupos principais: as de gravidade e as artesianas. As de gravidade emergem onde o lençol freático cruza a superfície, enquanto as artesianas descarregam sob pressão. O autor destaca que, devido à influência geomorfológica, as condições de cada local devem ser avaliadas criteriosamente.

Considerando os aspectos espaciais das surgências de água, Henkle, Wohl e Beckman (2011) identificaram três tipos: pontual, areal e mista. As nascentes pontuais ocupam um ponto fixo na encosta; as areais constituem uma pequena área saturada onde os canais se iniciam; e as mistas se desenvolvem ao longo de alguns metros na encosta, sem formar uma área saturada definida.

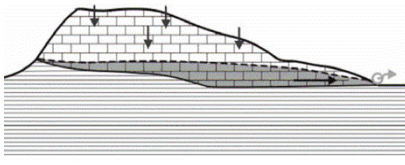
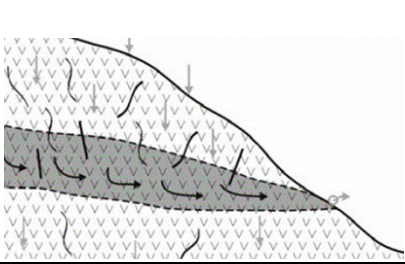
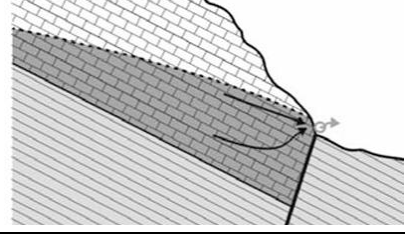
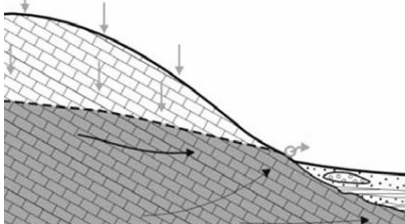
Reconhecendo a complexidade da classificação, Soulios (2010) apresenta critérios gerais com base em aspectos geológicos (Tabela 07). Para o autor, as nascentes compreendem o "transbordamento" de aquíferos, surgindo onde o nível da água cruza o relevo. A natureza da nascente indica o potencial do aquífero local: pequenas nascentes em encostas sugerem um aquífero raso, enquanto grandes nascentes no fundo do vale indicam um aquífero de alto potencial.

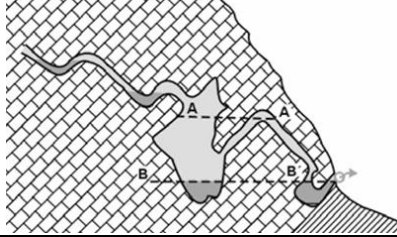
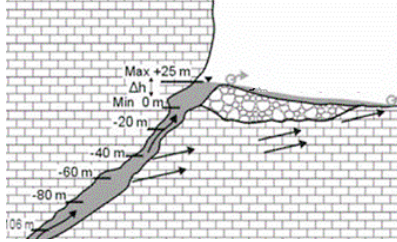
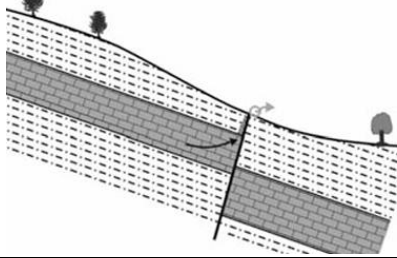
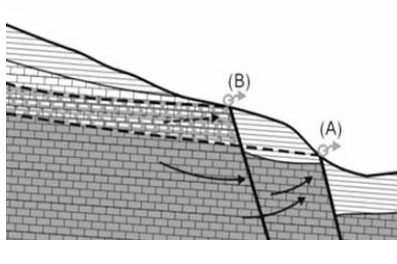
Os critérios apresentados por Soulios (2010) evidenciam a importância das formações geológicas e dos processos tectônicos e geomorfológicos na formação das

nascentes. Esses fatores são essenciais no controle da água disponível na paisagem, influenciando os regimes de fluxo, a capacidade de resposta sazonal, a temperatura e as propriedades físico-químicas das águas.

Observando a complexidade dos processos de formação e manutenção das nascentes, Felipe e Magalhães Júnior (2013) as classificam como um “sistema ambiental”. Os autores propõem que as nascentes sejam consideradas um sistema no qual o afloramento da água subterrânea ocorre naturalmente, de modo temporário ou perene, e cujos fluxos são integrados à rede de drenagem.

Tabela 7 - Classificação das Nascentes

| Critério Gerais de Classificação | | |
|--|---|--|
| Tipo de Critério | Características | |
| Descarga Média da Nascente | Muito baixa, Baixa, Média, Grande, muito grande | |
| Flutuação Anual da Descarga | Constante ou Variável | |
| Regime de Descarga | Perene, Sazonal, Intermitente. | |
| Litologia da Bacia de Recarga | Cársticas, ofiolítica, alcalinas etc. | |
| Composição Química da Água | Bicarbonato, Alcalino, Magnésio etc. | |
| Temperatura da Água | Fria, Normal, quente | |
| Localização da surgência | Continental, Costeira e Submarina | |
| Critério geológicos de classificação de nascentes | | |
| Tipo | Características | Exemplo |
| Nascentes de Contato | Formadas no ponto de contato entre uma formação permeável e uma impermeável. Relacionadas a aquíferos suspensos. |  |
| Nascentes de Transmissão | Originadas em formações rochosas permeáveis que permitem o fluxo contínuo de água subterrânea. As nascentes de quase contato têm variabilidade sazonal e baixa descarga. Os volumes descarregados também são baixos, e emergem acima do nível da base |  |
| Nascentes de Falha | Surgem em zonas de falha geológica, onde a água é conduzida para a superfície devido à presença de fraturas na rocha. As bacias de recarga dessas nascentes são frequentemente grandes e, conseqüentemente, os volumes totais de descarga são altos |  |
| Nascentes de Transbordamento | Emergem no nível regional de base, com descarga constante ou pouco variável, relacionadas a aquíferos de alto potencial. |  |

| | | |
|--|--|---|
| <p>Nascentes Irregulares</p> | <p>Apresentam descargas intermitentes devido a condições específicas de recarga e armazenamento de água subterrânea.</p> |  |
| <p>Nascente de vauclosiana</p> | <p>Esta nascente é caracterizada pela existência de um grande e profundo conduto através do qual a água emerge na superfície do solo. A água se move para cima devido à pressão hidrostática, uma vez que a rocha circundante é sólida e impermeável.</p> |  |
| <p>Nascente de falha de elevação</p> | <p>A fonte emerge de uma falha, elevando um aquífero próximo à superfície devido à falha tectônica. A água flui para cima devido à pressão hidrostática através de uma zona permeável formada pela falha, seu movimento ascendente da água é visível no ponto de surgência.</p> |  |
| <p>Nascente Trop-plein (Muito-cheio)</p> | <p>São nascentes secundárias que se formam quando um aquífero recebe uma recarga excessiva devido a fortes chuvas, fazendo com que os níveis de água subterrânea subam e intersectem com a topografia. São sazonais e complementam a descarga da nascente principal durante períodos de excesso.</p> |  |

Fonte: Adaptado de Soulios (2010)

A abordagem das nascentes como sistemas ambientais visa proporcionar uma compreensão mais abrangente e precisa desses elementos, contribuindo para a proteção dos recursos hídricos e do meio ambiente.

Para Felipe e Magalhães Júnior (2014, p. 393), a heterogeneidade das nascentes, “ainda pouco conhecida, cria dificuldades para os processos de gestão ambiental, pois, em teoria, cada nascente responde a perturbações de maneira diferente”.

O conhecimento básico sobre os mecanismos que caracterizam os sistemas de nascentes são fundamentais para desenvolver ações adequadas a cada realidade. Uma vez que impactos ambientais em qualquer parte da bacia podem afetar a quantidade e a qualidade da água, diferentes estratégias de manejo devem ser adotadas para melhorar o ambiente (LEAL *et al.* 2017).

2.7.4 Sistemas de Cabeceira.

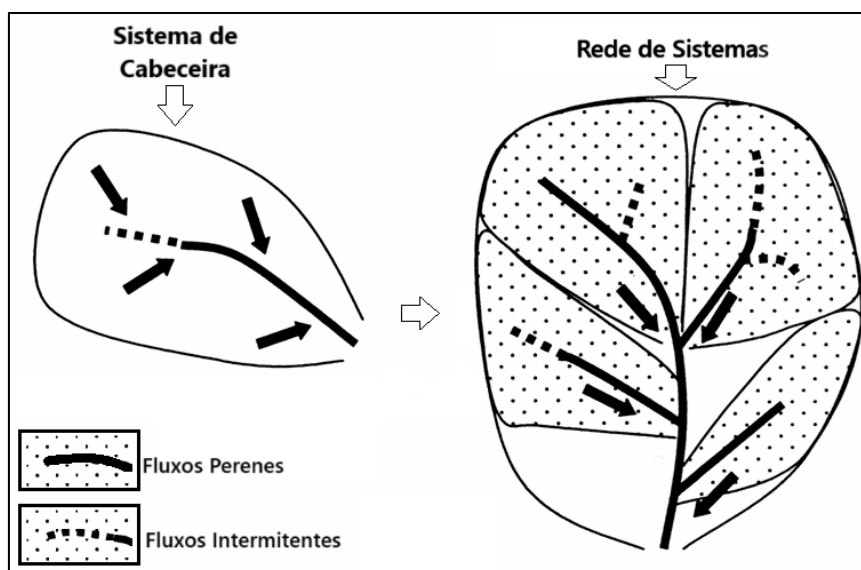
O princípio formulado por Bertalanffy (1950), define sistemas como o conjunto de partes que se inter-relacionam por meio de elementos e de suas respectivas relações. Sob este princípio, as bacias hidrográficas de primeira ordem podem ser analisadas como um sistema isolado ou como parte de um sistema maior, interconectadas com bacias de ordem superior (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017); ou com sistemas de ordem inferior, como bacias de ordem zero e o complexo sistema de vertentes (NAKAJIMA; NAKANE; HARA, 2022).

A partir deste princípio, observa-se que os elementos que regem a dinâmica das águas são amplos e inter-relacionados. As bacias ou microbacias hidrográficas podem ser compreendidas como um sistema ou como parte de um sistema maior. Nota-se que a dinâmica hidrogeomorfológica está condicionada aos elementos dos sistemas de cabeceira, que, por sua vez, estão associados aos sistemas geológicos, climáticos e pedológicos, bem como aos tipos de uso e cobertura da terra.

Para Hack e Goodlett (1960), os sistemas de cabeceiras são as áreas de origem da água dentro de uma rede hidrográfica e caracterizam-se por interações entre processos hidrológicos, geomórficos e biológicos.

Com base na observação das características dos processos de interação entre os elementos de uma rede de bacias, Gomi, Sidle e Richardson (2002) propõem a existência de dois sistemas interdependentes: o sistema de cabeceira e o sistema de rede de drenagem (Figura 15), que são especificados a seguir.

Figura 15 - Representação e diferenças estruturais entre sistemas de cabeceira e rede



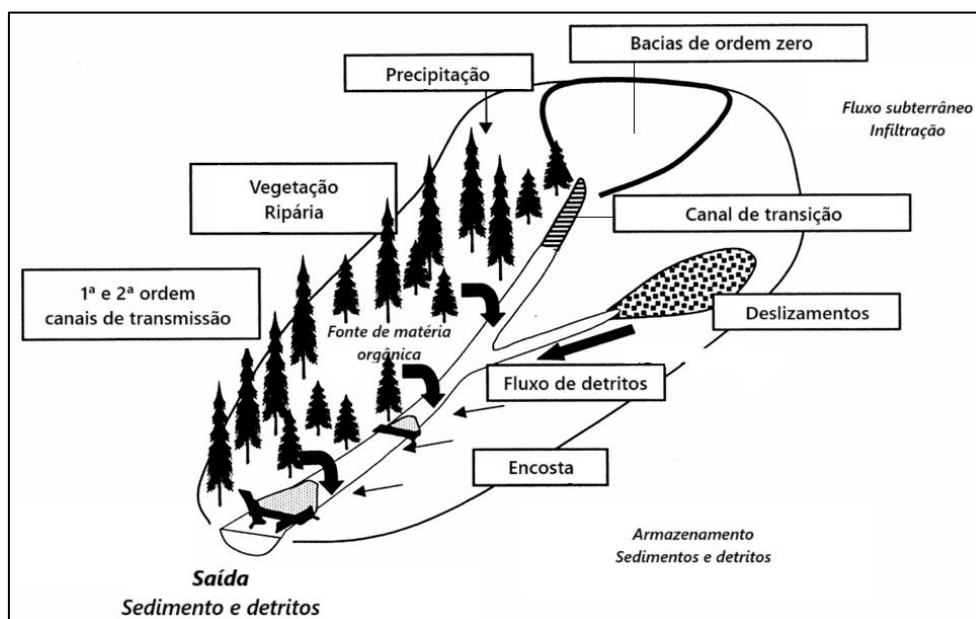
Fonte: Adaptado de Gomi *et al.* (2002).

Os sistemas de cabeceira são compreendidos como as áreas onde a água se origina dentro de uma rede de canais. Eles são caracterizados por interações entre processos hidrológicos, geomorfológicos e biológicos e compostos por quatro unidades topográficas distintas: encostas, bacias de ordem zero, canais efêmeros e perenes de primeira e segunda ordem (Figura 16).

Outro aspecto típico desses sistemas está relacionado à temperatura e à química da água. Nesses locais, tais características refletem as especificidades da estrutura dos poros do solo e das fraturas na rocha matriz, presentes nas encostas e nas bacias de ordem zero.

Por sua vez, os autores classificam o sistema de rede como o resultado das interconexões entre os canais em uma bacia hidrográfica, onde as contribuições de montante têm um papel predominante. Eles ressaltam que as características observadas em sistemas de cabeceira isolados não podem ser diretamente extrapoladas para sistemas de rede, devido às diferenças na dinâmica hidrológica. Nos sistemas de rede, os processos de distribuição da água são mais longos e há maior capacidade de armazenamento, resultando na atenuação dos picos de fluxo. Essa dinâmica complexa destaca a importância de se considerar a interconexão ao longo de toda a bacia hidrográfica (GOMI; SIDLE; RICHARDSON, 2002).

Figura 16 - Processos e estruturas em sistemas de cabeceiras



Adaptado de Gomi *et al.* (2002)

Outro aspecto importante dos sistemas de cabeceira é que, por estarem em áreas mais elevadas, eles tendem a exibir maior variabilidade hidrológica espaço-temporal quando comparados a canais maiores, uma vez que dispõem de áreas de contribuição menores e menor capacidade de armazenamento de água (DOWNING *et al.* 2012). Este fato torna essas áreas mais suscetíveis às intervenções antrópicas

Essa suscetibilidade decorre de sua grande extensão, pois os sistemas de cabeceira ocupam, em média, de 70% a 80% da área total de uma bacia. Independentemente da região, esse complexo — composto por vertentes, bacias de ordem zero, nascentes e canais de primeira e segunda ordem — representa a maior parte da extensão dos canais das redes fluviais. Assim, precipitações isoladas são mais observadas nesses sistemas do que na bacia hidrográfica como um todo (GOMI; SIDLE; RICHARDSON, 2002; DOWNING *et al.* 2012).

Por representarem a manifestação inicial de um ecossistema de água corrente, as cabeceiras dispõem de uma grande proporção de borda e exibem sensibilidade excepcional aos impactos do uso da terra. O tamanho diminuto desses riachos os torna mais suscetíveis à drenagem, ao represamento e a desvios. No entanto, é crucial reconhecer que os riachos de cabeceira desempenham um papel dominante nas águas correntes do mundo e servem como fontes vitais de água e sedimentos (RICHARDSON; DUDGEON, 2022).

Danesh-Yazdi *et al.* (2016) destacam que a drenagem em áreas agrícolas pode extrair o excesso de umidade do solo, fornecendo caminhos extras através dos quais a água é entregue aos córregos de forma mais rápida. Contudo, esses procedimentos têm o potencial de alterar a estrutura subsuperficial, fazendo com que a paisagem responda de forma diferente e comprometendo a dinâmica natural do ciclo da água.

Sobre esta perspectiva, os canais de cabeceira são mais vulneráveis a alterações cumulativas provenientes de intervenções humanas. Para Wohl (2017), ações combinadas, como a retirada de água e o desvio de fluxos, afetam diretamente a conectividade entre esses corpos fluviais e os sistemas a jusante.

Os sistemas de cabeceira, portanto, constituem a célula básica da geração de fluxos, afetando a disponibilidade de água ao longo da bacia. Eles desempenham um papel crucial na regulação do regime hídrico, atenuando picos de cheia e contribuindo para a manutenção da disponibilidade de água em períodos secos. Manter a estabilidade desses sistemas é essencial para garantir a umidade de áreas vizinhas e os fluxos dos rios a jusante.

2.7.5 Interação e conectividade entre águas superficiais e sistemas de aquífero.

Como discutido nas seções anteriores, os fluxos de água sobre a paisagem envolvem a combinação de processos climáticos, geológicos, tectônicos e hidrológicos que interagem entre si e se manifestam através de feições fisiográficas, como vertentes, bacias de ordem zero e a rede de drenagem. Outro processo importante, decorrente dessas interações, ocorre mediante a interação entre as águas superficiais — correntes ou estacionárias (córregos, rios, lagos) — e os diferentes sistemas de aquíferos.

Compreende-se que encostas e bacias de ordem zero exercem influência direta sobre a dinâmica de infiltração e escoamento; as nascentes, sobre a exfiltração da água; e os sistemas de cabeceira, sobre o aporte inicial de águas e sedimentos. Contudo, os processos de troca entre as águas superficiais e subterrâneas são pouco explorados.

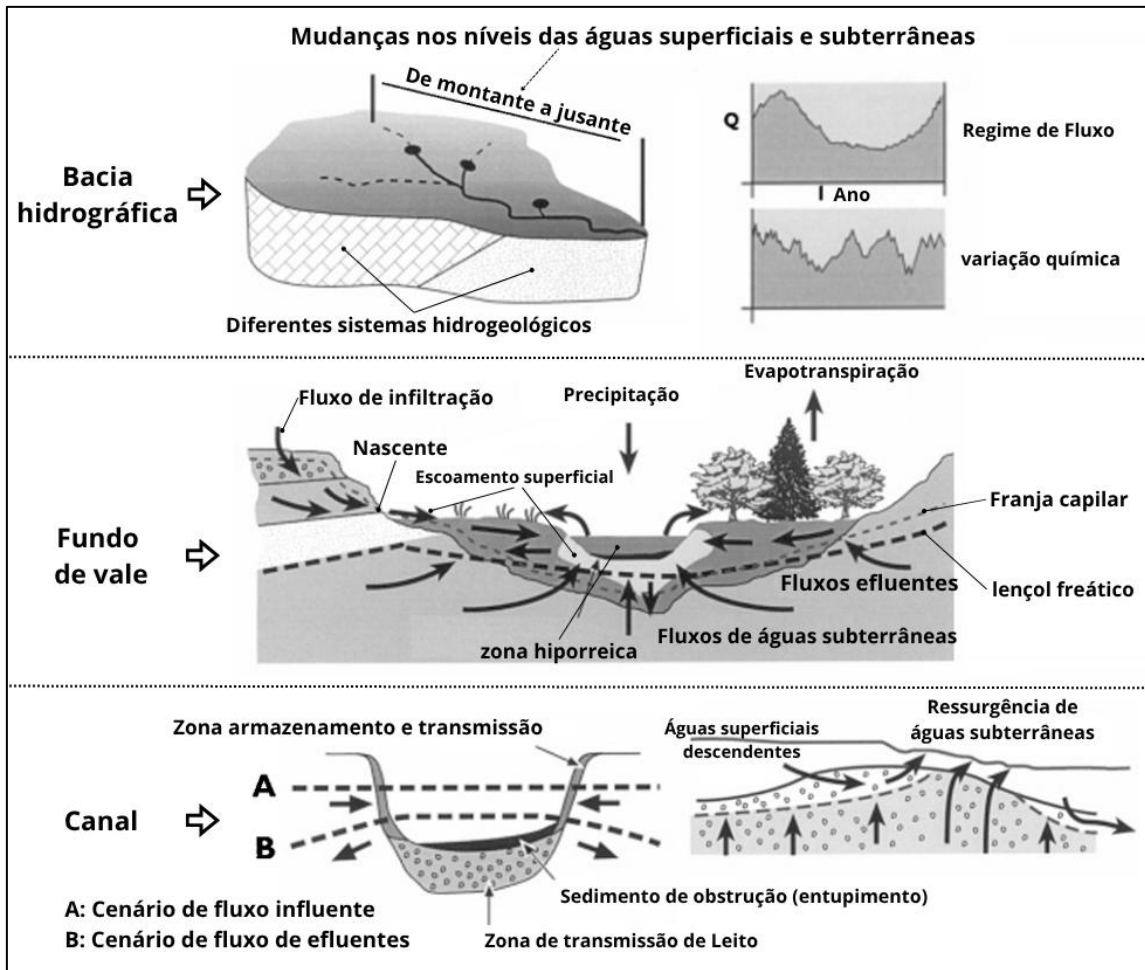
Ao transportar a água infiltrada e percolada nos sistemas a montante, o rio ou córrego segue uma trajetória não linear, tanto em seu percurso quanto na interação com os sistemas lito-pedológicos do leito e os aquíferos subjacentes. A depender da natureza dos materiais, o canal pode ganhar ou perder volumes significativos de água (SOPHOCLEOUS, 2002).

Estudos conduzidos por Sear *et al.* (1999) destacam que a interação entre um rio e o aquífero depende das características hidrogeológicas, topográficas e climáticas, podendo ocorrer pela recarga do aquífero pelo rio ou pela descarga do aquífero para o rio. Para os autores, essa dinâmica pode ser identificada em diferentes escalas (na bacia, no vale e no leito) (Figura 17): Em nível de bacia, identificam-se as alterações nos fluxos de montante a jusante. No fundo dos vales, analisam-se os processos de infiltração e exfiltração entre a superfície e a subsuperfície. Nos canais, por sua vez, são identificadas as condições de interação em decorrência do nível do lençol freático e do tipo de material do leito, que pode atuar como uma camada de obstrução. Os autores identificaram ainda que sistemas onde há “predominância” de águas subterrâneas apresentam maior estabilidade nos regimes de fluxo, com altos valores de fluxo de base e baixo coeficiente de variação. (SEAR *et al.* 1999)

Além dos processos de recarga e descarga, Teixeira *et al.* (2013) destacam que, na interação entre o rio e o aquífero, podem ocorrer estados de troca. Para os autores, esses processos se definem da seguinte forma: Na recarga, os rios reabastecem os aquíferos por meio da infiltração, armazenando a água no sistema subterrâneo. Na

descarga, a água subterrânea flui em direção ao rio e emerge como nascente ou se infiltra no leito do canal, contribuindo para a manutenção do fluxo básico durante os períodos de estiagem. Na troca, o fluxo ocorre de forma alternada; durante períodos de vazão elevada, a água pode fluir do rio para o aquífero; em períodos de baixa vazão, a água subterrânea segue o caminho inverso, contribuindo para a manutenção das vazões mínimas.

Figura 17 - Escala de influência das águas subterrâneas



Fonte: Adaptado Sear *et al.* (1999)

Esses mecanismos, portanto, estão atrelados às propriedades dos materiais que revestem o leito fluvial ou compõem o aquífero. Os níveis de porosidade e a capacidade de permeabilidade dos substratos condicionam a infiltração ou a retenção dos fluxos de água na interação rio-aquífero (SOPHOCLEOUS, 2002).

Ao considerar a natureza dos materiais, Bouwer (1969) identificou três condições básicas para a dinâmica de infiltração: Quando o canal está sobre uma camada altamente permeável, os fluxos são facilitados, o que pode resultar na perda de água do canal. Quando o canal está sobre uma camada impermeável, o movimento descendente da água

é restringido, e a infiltração pode ser reduzida ou bloqueada. Por fim, quando o canal é revestido por uma camada com condutividade hidráulica menor que a do aquífero, a vazão descendente é restringida, criando-se uma zona insaturada abaixo dela. No entanto, para que ocorram alterações efetivas nas taxas de infiltração, as camadas impermeáveis devem se estender por todo o perímetro úmido do canal.

O padrão morfológico e a carga hidráulica dos canais também influenciam as taxas de infiltração. A largura e a profundidade da água são fatores importantes que afetam as perdas fluviométricas. Observou-se que a infiltração aumenta de uma seção transversal triangular para seções trapezoidais e retangulares, sendo que a magnitude da perda depende das condições do solo. Associados, esses fatores influenciam a variação do nível hidráulico e a "desconexão" entre os riachos e os aquíferos, que ocorre quando o nível do lençol freático fica significativamente abaixo do canal (BOUWER; MADDOCK, 1997; BOUWER, 1969).

No entanto, essa dinâmica de interação, entre processos de recarga, descarga e troca não ocorrem de maneira homogênea ao longo dos canais.

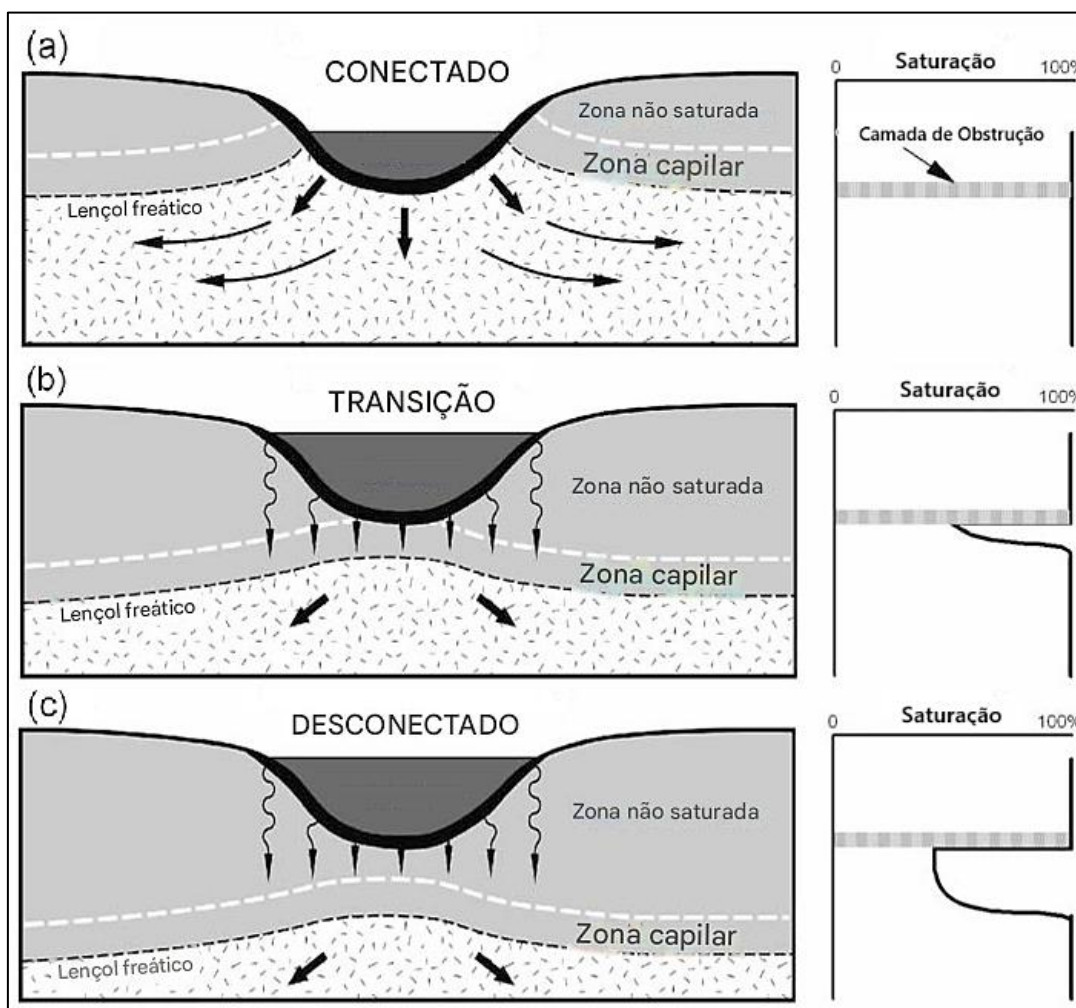
De acordo com Brunner, Cook e Simmons (2009), são observados estágios gradativos de conectividade (Figura 18 a, b e c), tendo como parâmetros básicos de avaliação a variação do nível da zona capilar e do lençol freático em relação ao leito do canal. Para os autores, a presença de uma camada de obstrução pode desconectar o rio do aquífero, formando uma zona não saturada.

Desta forma, Brunner, Cook e Simmons (2009) identificam três estágios de conectividade (Figura 16), descritos a seguir:

- ✓ **Sistemas conectados:** O limite da zona capilar está acima do nível d'água do canal, e o lençol freático está no mesmo nível do leito, permitindo fluxo livre entre os sistemas.
- ✓ **Sistemas em transição:** O limite da zona capilar coincide com o leito do canal, e o lençol freático está abaixo do leito, dando início à formação de uma zona insaturada. A relação entre o corpo de água e o aquífero deixa de ser linear.
- ✓ **Sistemas totalmente desconectados:** Tanto o limite da zona capilar quanto o nível do lençol freático desconectam-se do leito fluvial, desenvolvendo uma zona insaturada. Nesse estágio, o fluxo de infiltração se mantém constante, mesmo com flutuações no lençol freático.

✓

Figura 18 - Níveis de conectividade entre as águas superficiais e subterrâneas



(a) Fluxo conectado: O córrego é efluente, recebendo água do aquífero. **(b)** Fluxo em transição: O córrego e o aquífero ainda estão conectados, mas o córrego passa a ser influente, perdendo água. **(c)** Fluxo desconectado: O córrego e o aquífero estão separados por uma zona não saturada, e a perda de água ocorre a uma taxa constante. Conforme o perfil de saturação (à direita), nos casos (a) e (b), o fluxo é totalmente saturado. No caso (c), o fluxo torna-se insaturado, e a taxa de infiltração permanece constante. Nessa condição, mudanças no nível do lençol freático não afetam a taxa de infiltração, a menos que ele alcance novamente o nível do canal, restabelecendo a conexão. Fonte: Adaptado de BRUNNER *et al.* (2009,2011).

Como observado, os níveis de conectividade estão atrelados à forma e ao tipo de camada de revestimento do canal e à natureza litológica subjacente. Contudo, este entendimento aplica-se a sistemas lineares (leitos canalizados).

Desta forma, buscando ampliar a compreensão das interações de conectividade, Brunner, Simmons e Cook (2009) analisaram a dinâmica espaço-temporal por meio de modelagem aplicada a sistemas lineares (rios) e circulares (lagos).

No estudo, os autores identificaram fatores críticos relacionados à forma e à dimensão que influenciam a dinâmica de conectividade, como descrito a seguir:

- ✓ **Dimensionalidade e Geometria:** Para um córrego retilíneo, o fluxo de água é bidimensional, enquanto para um lago circular é tridimensional. Em sistemas tridimensionais, o acúmulo de água subterrânea é menor, tornando-os mais propensos à desconexão.
- ✓ **Área de Contribuição:** Em um rio, a área de infiltração é proporcional à sua largura; em um lago, ao quadrado do raio. Devido a essa geometria, lagos são mais sensíveis a mudanças no lençol freático.
- ✓ **Altura do Lençol Freático:** A altura do lençol freático sob um lago tende a ser menor do que sob um rio devido à dissipação tridimensional do fluxo.
- ✓ **Variação Espacial de Fluxo:** A magnitude da variação do fluxo é maior nas fases de transição. O fluxo de infiltração é maior na borda de um lago do que em seu centro, o que indica que a desconexão em lagos pode resultar em uma distribuição mais uniforme da infiltração (BRUNNER; SIMMONS; COOK, 2009).

Conforme descrito, pelos autores, lagos são mais suscetíveis à desconexão em comparação a córregos, devido a diferenças na forma como respondem a mudanças no lençol freático.

Em virtude da natureza dos fatores envolvidos, a compreensão da dinâmica de interação entre córregos e aquíferos constitui um procedimento essencial para a elaboração de planos de manejo das águas superficiais e subterrâneas, bem como na avaliação dos níveis de vulnerabilidade hídrica em bacias hidrográficas. (SOPHOCLEOUS, 2002; KALBUS *et al.* 2006).

Esses estudos têm sua importância ressignificada socialmente quando se constata perturbações nos níveis das águas subterrâneas. Para Brunner, Simmons e Cook (2009), o declínio do lençol freático, resultado da exploração excessiva, tornou-se um fenômeno mundial.

Se considerarmos que, nos últimos 30 anos, o Brasil perdeu 15,7% de sua superfície de água devido à expansão agrícola (MAPBIOMAS, 2022), podemos presumir os impactos dessa perda na conectividade entre córregos e aquíferos. Como “a taxa de infiltração de um córrego desconectado depende da profundidade e da largura do corpo d'água” (BRUNNER; COOK; SIMMONS, 2011, p. 465); a redução da massa de água pode estar relacionada a níveis consideráveis de assoreamento, implicando na redução da recarga dos aquíferos.

Se considerarmos ainda que parte dessa redução está relacionada à construção de represas (MAPBIOMAS, 2022), e associarmos a análise de Brunner, Simmons e Cook (2009) — que constataram que sistemas tridimensionais (lagos/represas) são mais propensos à desconexão —, temos um cenário de grande complexidade, no qual a intensificação de feições artificiais pode agravar tanto a dinâmica de escoamento superficial quanto a subsuperficial.

Fica evidente portanto, que a conectividade entre rios e aquíferos é controlada tanto pela dinâmica de interação entre morfologia, geologia e hidrologia, quanto pelo uso da terra. Nesse contexto, é essencial adotar práticas sustentáveis de uso da terra e da água, a fim de proteger essa interação e garantir a disponibilidade hídrica na paisagem (FLECKENSTEIN *et al.* 2017).

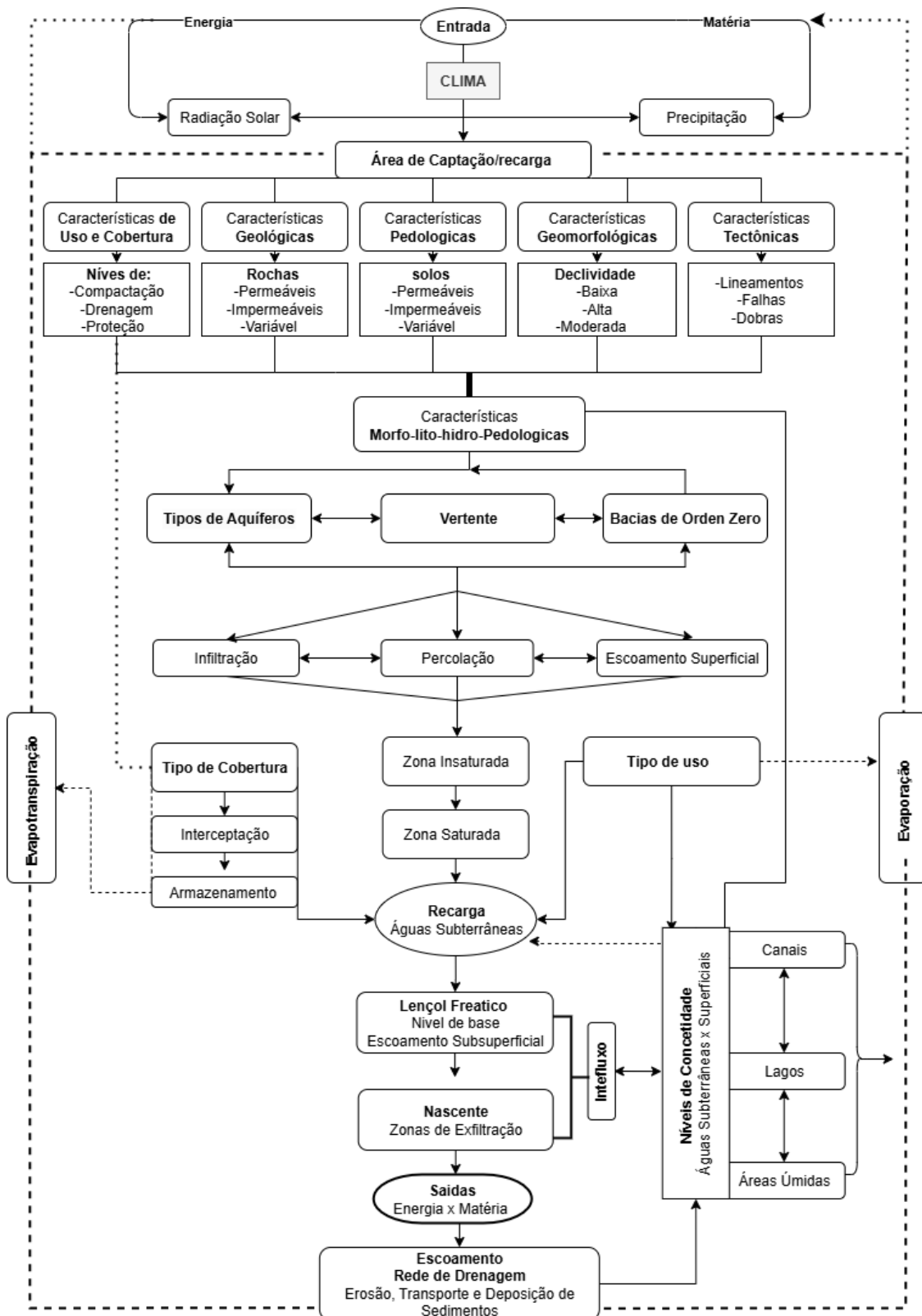
2.8. Síntese dos componentes e processos hidrogeomorfológicos.

Em síntese, os componentes hidrogeomorfológicos podem ser definidos como o conjunto de feições superficiais e subsuperficiais responsáveis pela “recepção” e pelo “processamento” da água precipitada, o que a torna disponível na paisagem. Esses componentes compreendem o arranjo de vertentes, formações geológicas, sistemas de aquífero, tipos de solo, dinâmica tectônica, bacias de ordem zero e padrões de uso e cobertura da terra.

Combinados, são responsáveis pelos processos hidrogeomorfológicos (Figura 19) que controlam o ciclo hidrológico ao estabelecer o “destino” da precipitação.

Neste, compreende-se a interação hidrogeomorfológica como uma relação sistêmica entre os componentes físicos da paisagem e os processos hídricos que nela atuam. Os componentes, representados por feições (vertentes, solos e substrato rochoso), constituem a estrutura estática que recebe e processa os aportes de precipitação. As características intrínsecas de cada componente (geologia, a pedologia, a morfologia e a cobertura vegetal), determinam a partição do fluxo hídrico, condicionando a magnitude de processos dinâmicos como a infiltração, percolação e escoamento superficial. As vertentes atuam como unidades primárias de captação, direcionando o fluxo para as bacias de ordem zero, onde a concentração da água é fundamental para a recarga e manutenção dos sistemas de nascentes.

Figura 19 - Síntese dos componentes e processos hidrogeomorfológicos.



Fonte: Elaborado pelo autor

A partir dessa fase inicial, a água infiltrada recarrega os aquíferos, que por sua vez sustentam o fluxo de base dos canais e emergem nas nascentes, formando os sistemas de

cabeceira. Estes sistemas, que ocupam a maior porção de uma bacia hidrográfica, são vitais para a integridade ecológica e hidrológica da rede de drenagem a jusante. A interação persiste ao longo dos canais através da conexão rio-aquífero, mediada por processos de recarga ou descarga, que variam temporalmente com as condições de vazão.

O sistema opera em um ciclo de retroalimentação: enquanto os componentes físicos governam a dinâmica dos processos hídricos, estes últimos, ao transportarem água e sedimentos, atuam como os principais agentes modeladores que esculpem e modificam continuamente a morfologia dos próprios componentes.

2.9 Balanço hídrico, mecanismo de diagnóstico e avaliação de vulnerabilidades hidrogeomorfológicas em bacias hidrográficas.

Como abordado anteriormente, a partir dos *inputs* atmosféricos, a água circula sistematicamente pela superfície terrestre, apresentando diferentes respostas na paisagem. Considerando os aspectos volumétricos de entrada e saída de água em um sistema hidrogeomorfológico, a análise do balanço hídrico constitui um importante indicador de potenciais vulnerabilidades em bacias hidrográficas.

De acordo com Thornthwaite e Mather (1955), o balanço hídrico foi concebido como um índice de verificação de entradas, saídas e armazenamento de umidade em um determinado lugar. Para os autores, esta é uma ferramenta básica na análise climatológica, que fornece informações sobre o excedente, o déficit, a retenção e o escoamento da água.

As informações necessárias para determinar o balanço hídrico incluem valores médios de temperatura e precipitação, bem como mecanismos para simplificar a relação entre evaporação, latitude e a profundidade da zona radicular do solo. Desta forma, ao se comparar os valores de precipitação e evapotranspiração, é possível mensurar outros parâmetros, como excedente e déficit hídrico (HORDON, 1998).

Para Hillel (1998), o balanço hídrico se assemelha a um demonstrativo contábil, registrando as quantidades de água adicionadas, subtraídas e armazenadas em um recorte espaço-temporal. Seu princípio segue a lei da conservação da massa, que postula que a matéria não pode ser criada nem destruída. Desta forma, a água não pode aumentar sem adição externa, tampouco diminuir sem ser subtraída. Essa dinâmica ocorre por meio da atuação do balanço energético, que, por sua vez, segue a lei de conservação da energia.

Considerando essa interação, o tipo de cobertura e a umidade no solo afetam o fluxo de energia (temperatura), que afeta o estado e o movimento da água. Assim, qualquer alteração nesses padrões impacta o ritmo natural do ciclo hidrológico.

Aplicado como mecanismo de avaliação, o balanço hídrico identifica áreas e períodos propensos a excesso ou escassez de água, contribuindo para a quantificação de deficiências hídricas, a avaliação da recarga de reservatórios e a identificação de áreas com maior ou menor potencial para extração de águas subterrâneas, entre outras aplicações (MARCUSO; SILVEIRA, 2010; ANDRADE, 2019).

Observando a aplicabilidade do balanço hídrico, é importante destacar que o ciclo hidrológico é composto por dois tipos principais: o global e o regional.

O ciclo global é fechado e impulsionado pela radiação solar. Sua dinâmica interna está associada a uma maior evaporação nos oceanos e a uma maior precipitação nos continentes, processo que movimenta e recicla toda a água do planeta (TUNDISI, 2003).

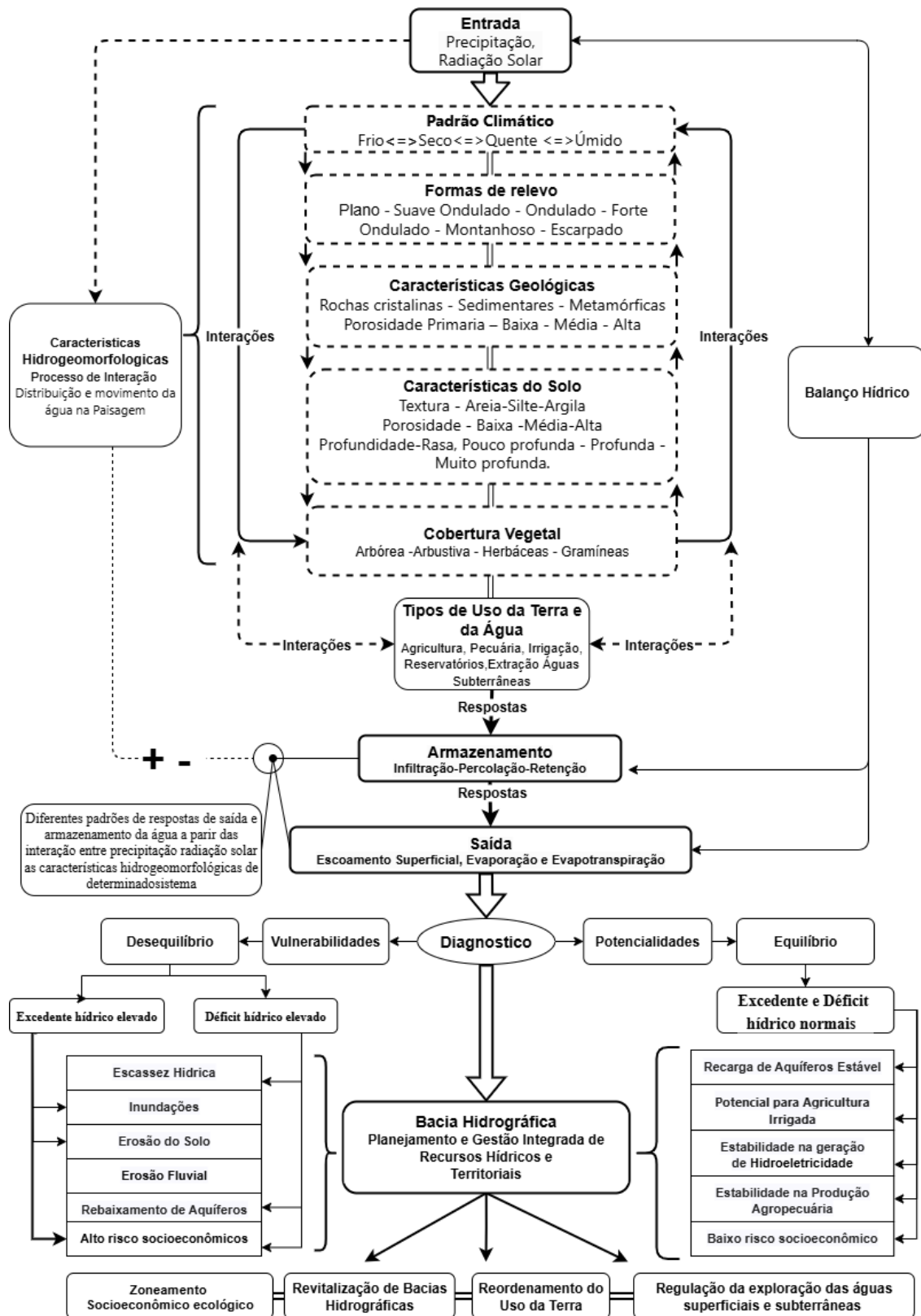
Por sua vez, o ciclo regional é aberto e, mediante a atuação de fenômenos meteorológicos, recebe e cede água para a atmosfera. As diferenças percentuais de entrada e saída de água nas fases que compõem o ciclo (precipitação, evaporação, infiltração etc.) constituem o balanço hídrico (GÓIS; MENDES, 2012).

Desta forma, podemos concluir que o balanço hídrico atua como um mecanismo de caracterização do ciclo hidrológico regional, sendo o resultado da interação entre os diferentes componentes ambientais e o clima. Nesse contexto, a análise integrada das fases do balanço hídrico constitui um importante mecanismo de avaliação das interações hidrogeomorfológicas, permitindo o diagnóstico das condições hidroambientais e a identificação de níveis de vulnerabilidade, o que compõe um conjunto de dados essenciais para o planejamento em nível de bacia hidrográfica (Figura 20).

Esta premissa parte do princípio de que a hidrogeomorfologia influencia diretamente a distribuição e o movimento da água na paisagem, afetando sua disponibilidade em determinado local (EDOM *et al.* 2010). Desta forma, os dados do balanço hídrico refletem as condições dos componentes hidrogeomorfológicos e o estado de equilíbrio de suas interações.

Kudrna e Šindelářová (2006) afirmam que as características geomorfológicas são um elemento-chave na regulação de todos os componentes do balanço hídrico. Segundo os autores, a análise hidrogeomorfológica da paisagem é o meio para se compreender como os componentes ambientais influenciam os processos hidrológicos e a disponibilidade de água.

Figura 20 - Integração dos fatores hidrogeomorfológicos e fases do balanço hídrico



Fonte: Elaborado pelo Autor

As interações complexas entre os componentes naturais — como clima, relevo, solo, vegetação e geologia — determinam o tipo de balanço hídrico de uma região.

Compreender esses mecanismos é essencial para o levantamento de vulnerabilidades, permitindo a implementação de medidas de proteção e gestão sustentável de bacias hidrográficas (KOPYSOV; EROFEEV; ZEMTSOV, 2015).

Outro componente ambiental com impacto direto sobre o balanço hídrico são os tipos de uso e cobertura da terra. Para Penkova e Shiklomanov (2002), ao se comparar dados de áreas com diferentes usos, o balanço hídrico revela como as intervenções humanas alteram a dinâmica de armazenamento e escoamento, comprometendo a disponibilidade de água na bacia.

Desta forma, o balanço hídrico permite identificar os aspectos ambientais de maior fragilidade, tornando possível determinar áreas que se encontram em equilíbrio ou desequilíbrio hidrológico, um procedimento crucial para a implementação de medidas corretivas de uso do solo e extração de águas subterrâneas (DOMÍNGUEZ, 2009).

Quando as demandas naturais e sociais são equalizadas, a compreensão do balanço hídrico ajuda a determinar a fonte ideal para as necessidades humanas a curto, médio e longo prazo, sendo um instrumento essencial na elaboração de planos de gestão (MENCÍO; FOLCH; MAS-PLA, 2010).

Desta forma, o balanço hídrico constitui um importante indicador de vulnerabilidade, por fornecer informações cruciais sobre a disponibilidade de água. Ao considerar fatores como precipitação e escoamento, os cálculos do balanço hídrico podem identificar áreas com elevado estresse hídrico. Isso permite, assim, compreender melhor a dinâmica da paisagem e incorporar medidas para garantir a sustentabilidade dos recursos (SADHWANI, ELDHO, 2023; LISBOA *et al.* 2023).

2.10 Vulnerabilidade Ambiental e Hídrica e a Demanda Socioeconômica pela Água: Mecanismos de Diagnóstico e Gestão de Bacias Hidrográficas.

Cada porção da superfície terrestre apresenta características específicas, que são o resultado da intrincada relação entre os componentes físico-naturais e o clima. Dependendo do objetivo da análise, essas características podem apresentar diferentes níveis de susceptibilidade às mudanças ambientais.

Cutter (1996) afirma que a vulnerabilidade está associada a uma condição pré-existente, a mecanismos de resposta ou ao grau de risco de um determinado lugar. São os tipos e níveis de suscetibilidade de um componente ou conjunto de componentes que determinam quão vulnerável uma área está frente à atuação de eventos atípicos.

O termo vulnerabilidade é amplo e comporta diferentes interpretações, resumindo-se, contudo, ao resultado da combinação dos níveis de sensibilidade, suscetibilidade e resiliência de um sistema diante de eventos adversos (BRADLEY, SMITH, 2004; JUN *et al.* 2011).

Baseado em escalas de avaliação, o conceito de vulnerabilidade é adaptável, o que permite análises complexas em diversas áreas do conhecimento, podendo ser aplicado à avaliação das condições ambientais, hídricas e sociais, dentre outras (FIGUEIRÊDO *et al.* 2010).

Para Adger (2006), a vulnerabilidade pode ser definida como a capacidade de resposta de um sistema frente a mudanças, estando essa capacidade condicionada aos níveis de suscetibilidade do ambiente. A suscetibilidade, por sua vez, é determinada pela combinação entre o grau de exposição ao estresse, a sensibilidade e a capacidade adaptativa do meio.

Portanto, são as características “genéticas” da paisagem que determinam o grau de fragilidade ambiental (SPRÖL; ROSS, 2004). Compreender a composição dos níveis de fragilidade permite estabelecer padrões de suscetibilidade de um sistema. Isso possibilita identificar componentes de baixa resiliência e mensurar a capacidade do meio de superar eventos críticos (AQUINO *et al.* 2017).

Seguindo o mesmo princípio, mas investigando aspectos relacionados à dinâmica da disponibilidade de água, a vulnerabilidade hídrica reflete um segmento específico da vulnerabilidade ambiental.

Para Carvalho (2012), as condições geoambientais e a ação antrópica são fatores que podem contribuir para a vulnerabilidade hídrica. Ao interagirem, eles compõem processos que impactam direta ou indiretamente os recursos hídricos.

Desta forma, a vulnerabilidade é uma propriedade intrínseca da dinâmica hídrica, estabelecida em função das características dos aquíferos, dos solos, da topografia e do clima (RICHTS; VRBA, 2015). Ela pode ser potencializada por fatores antrópicos, como o tamanho da população, as atividades econômicas e, principalmente, a atividade agrícola, que é o setor com maior demanda por água e o principal responsável por mudanças nos regimes climáticos locais (AQUINO *et al.* 2017).

Para Wu *et al.* (2023), aspectos naturais e antropogênicos influenciam a disponibilidade, a qualidade e a utilização dos recursos hídricos. Segundo os autores, a vulnerabilidade hídrica é composta por três fatores: o natural, o antropogênico e a capacidade de suporte. O fator natural é dado pelos volumes de chuva, pelos recursos

hídricos totais e pela capacidade dos sistemas subterrâneos. O antropogênico inclui as formas de abastecimento, a exploração de águas e a disponibilidade per capita. Por sua vez, a capacidade de suporte abrange as taxas de irrigação, o consumo de água por unidade do PIB e a taxa de urbanização. Atuando de forma isolada ou combinada, esses fatores impactam a disponibilidade e o uso dos recursos hídricos.

Há, portanto, uma estreita relação entre as vulnerabilidades ambiental, hídrica, social e econômica. Regiões naturalmente suscetíveis à escassez ou ao excesso hídrico tendem a apresentar maior vulnerabilidade social e econômica.

Para Cutter (1996), a vulnerabilidade ambiental está intimamente ligada à social, pois as comunidades que dependem desses ambientes são afetadas por sua degradação. É imperativo, portanto, compreender como os fatores ambientais podem aumentar a vulnerabilidade das populações locais aos eventos adversos.

Nesse contexto, uma das principais pressões exercidas por sistemas hidroambientais de baixa resiliência recai sobre a demanda socioeconômica pelo uso da água.

Para Brum e Nascimento (2016), essa é uma consequência das propriedades naturais da água e de seu uso em variadas atividades. Como resultado, nas últimas décadas, a demanda tem sido superior à capacidade de oferta, a qual se vê comprometida pela ocupação de espaços com elevados graus de vulnerabilidade.

As pressões socioeconômicas em paisagens vulneráveis são agravadas por cenários de escassez e conflitos de uso. Tais cenários são mais acentuados em regiões hidrologicamente frágeis, levando a uma maior pressão sobre os recursos disponíveis. Esse processo pode intensificar os conflitos pelo acesso à água entre diferentes setores. Além disso, paisagens hidroambientalmente vulneráveis requerem medidas de adaptação e mitigação, como investimentos em infraestrutura e tecnologias de manejo, gerando uma demanda adicional de recursos financeiros (BRUM; NASCIMENTO, 2016).

Elevados graus de vulnerabilidade ambiental e hídrica podem impactar significativamente a demanda socioeconômica pela água, destacando a importância de abordagens integradas.

É evidente que a relação entre as vulnerabilidades é complexa. Os diferentes níveis de vulnerabilidade hidroambiental podem impactar a segurança alimentar, a economia e a resiliência de uma comunidade. Investimentos em adaptação são essenciais para fortalecer a capacidade de uma população de lidar com choques ambientais (ASPIRES, 2014).

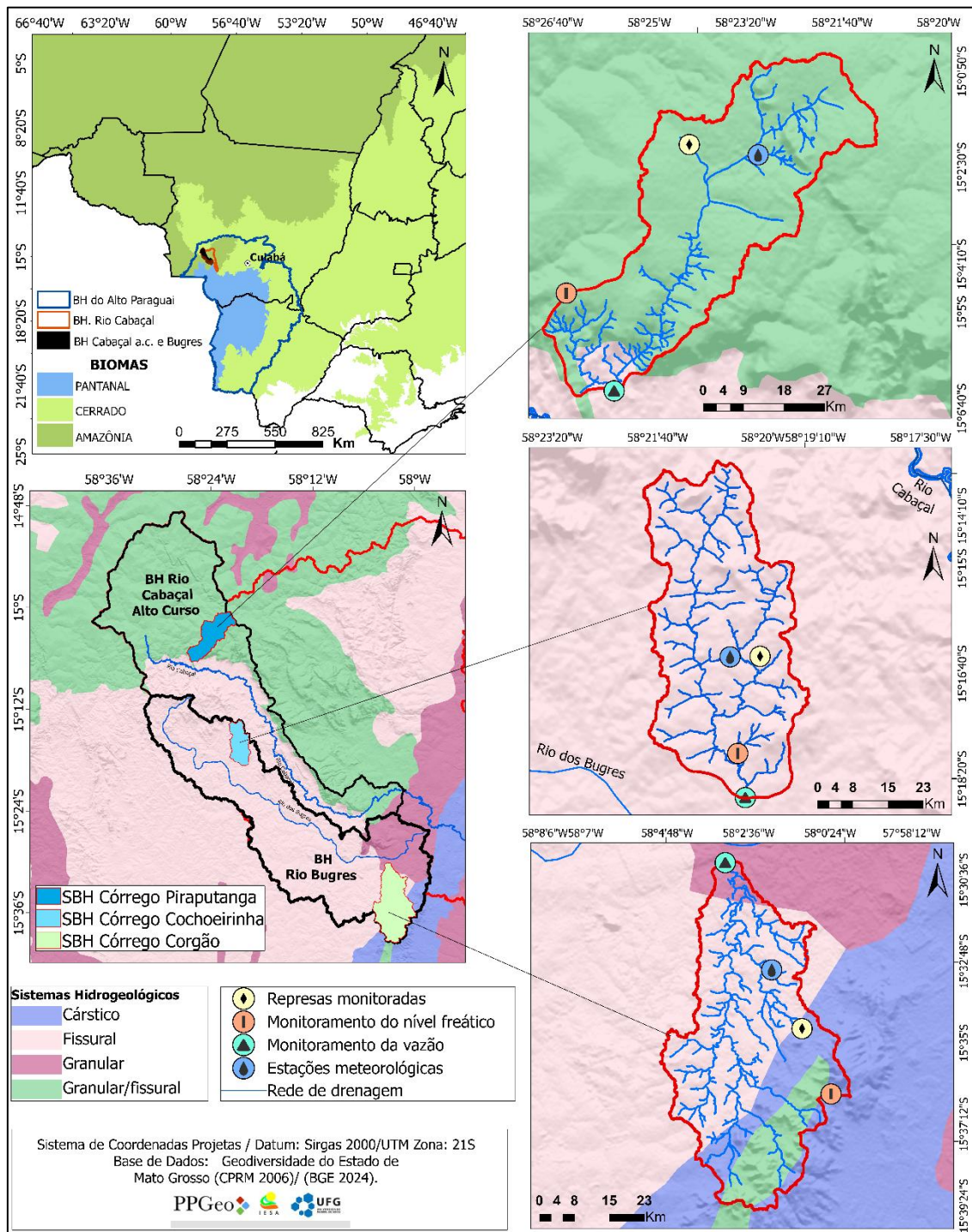
Desta forma, a partir de uma perspectiva integrada, a análise das propriedades de cada elemento do ambiente permite identificar e mensurar os níveis de fragilidade. A partir de então, é possível definir o grau de suscetibilidade a agentes externos, identificar os padrões de vulnerabilidade e avaliar a capacidade de suporte do ambiente frente aos diferentes tipos de uso. Esse procedimento é essencial na elaboração de planos de gestão de bacias hidrográficas.

CAPÍTULO 3 – METODOLOGIA.

3.1 - Área de Estudo.

Localizadas na região sudoeste do estado de Mato Grosso, no alto curso da Bacia do Alto Paraguai (BAP) na transição dos biomas Amazônia, Cerrado e Pantanal (Figura 21)

Figura 21 - Localização da área e estrutura de estudo



Fonte: Elaborado pelo autor

Sob domínio hidrológico dos aquíferos Pareci (Granular Fissural), Fraturado Centro Sul (Fissural), Pantanal (Granular) e Araras (Cástico). As bacias hidrográficas dos rios Cabaçal Alto Curso (1.235 km²) e Bugres (1.136 km²) (Figura 21) totalizam área de 2.371 km², correspondem a dois dos maiores afluentes da bacia hidrográfica do rio Cabaçal.

Situadas entre as Coordenadas Geográficas longitudinais de 57°52'W, 58°40'E e latitudinais de 14°,56'S,15°36'S, se estendem pelos domínios territoriais dos municípios de Reserva do Cabaçal, Araputanga, São José dos Quatro Marcos, Mirassol D'Oeste, Curvelândia, Iambari D'Oeste e Rio Branco.

3.2 Procedimentos Metodológicos.

Para testar a hipótese apresentada e compreender os fatores controladores da dinâmica do ciclo hidrológico em nível de bacia, a pesquisa envolveu a coleta e o tratamento de dados primários e secundários.

Os dados primários foram obtidos mediante a instalação de estações meteorológicas e o monitoramento do nível freático e da vazão em três sub-bacias com diferentes características hidrogeológicas (Figura 21):

- ✓ Sub-bacia do Córrego Piraputanga: grupo Granular Fissural;
- ✓ Sub-bacia do Córrego Cachoeirinha: grupo Fissural;
- ✓ Sub-bacia do Córrego Corgão: composição mista dos grupos Granular, Granular/Fissural, Fissural e Cástico.

Os dados secundários (metadados) foram extraídos de bases de dados oficiais. Na Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) atualmente Serviço Geológico do Brasil (SGB), foram obtidas as bases geológicas e hidrogeológicas (escalas 1:250.000 e 1:100.000). Na Secretaria de Estado de Planejamento de Mato Grosso (SEPLAN-MT) atualmente Secretaria de Estado de Planejamento e Gestão (SEPLAG-MT) e no Banco de Dados e Informações Ambientais (BDiA/IBGE), foram coletados os dados das classes de solo (escala 1:250.000).

Na plataforma OpenTopography, foram obtidos os Modelos Digitais de Elevação Copernicus (CopDEM GLO 30 x 30 m). A escolha desse modelo baseou-se nos estudos de Cremon *et al.* 2022 e Bielski *et al.* 2024, que constataram sua alta qualidade e acurácia, sendo o produto mais indicado para a obtenção de dados de elevação. As imagens Sentinel-2 com resolução de 10 x10 metros, foram adquiridas na plataforma Copernicus Browser. Na plataforma Zenodo/OpenLandMap, foram obtidos arquivos raster, com

resolução de 250 x 250 metros, contendo os dados da Capacidade de Água Disponível (CAD) e umidade do solo elaborados por Hengl e Gupta (2019).

3.2.1 Etapas da Pesquisa:

3.2.1.1 Trabalho de Gabinete:

1ª Etapa: Preparação e tratamento dos dados cartográficos e produção dos mapas de geologia, lineamentos tectônicos, geomorfologia, pedologia, hidrogeologia e uso da terra.

2ª Etapa: Ajuste dos mapas, tabulação, tratamento, análise e discussão dos dados obtidos.

3.2.1.2 Trabalho de Campo:

Coleta de dados hidrológicos (nível freático e vazão), meteorológicos e análises geológicas. O monitoramento mensal da vazão (a montante e a jusante das represas) e do nível freático ocorreu de janeiro de 2023 a dezembro de 2024, totalizando 24 campanhas de campo.

3.3 Caracterização dos Componentes Geológicos e Hidrogeológicos.

Os componentes geológicos e hidrogeológicos foram delimitados utilizando as bases de dados do CPRM - Serviço Geológico do Brasil (SGB), das quais foram extraídos e tratados dados das unidades geológicas, da porosidade primária, das unidades lito-hidrogeológicas e das unidades do relevo, mediante processamento no software ArcGIS® Pro 3.5.0.

Para a sub-bacia do Córrego Corgão, foi necessário um levantamento geológico de campo para o refinamento da escala (de 1:250.000 para 1:100.000). Desta forma, foram verificados 14 afloramentos geológicos com o auxílio dos seguintes equipamentos e ferramentas:

- ✓ Caderneta de campo: para registro das observações e descrições;
- ✓ Lupa de mão: para inspeção de detalhes mineralógicos;
- ✓ Martelo geológico: para coleta de amostras representativas;
- ✓ Bússola geológica: para medir estruturas como falhas e fraturas;
- ✓ GPS e Avenza Maps: para georreferenciamento e validação dos pontos;
- ✓ FieldMove Clino: para registro das atitudes estruturais em campo

Para a caracterização estrutural e geração dos mapas de lineamentos estruturais, foram utilizadas como base a carta geológica de Rio Branco (SD.21-YD-I), em escala 1:100.000 (CPRM, 2010), e o modelo digital de elevação Copernicus DEM GLO 30.

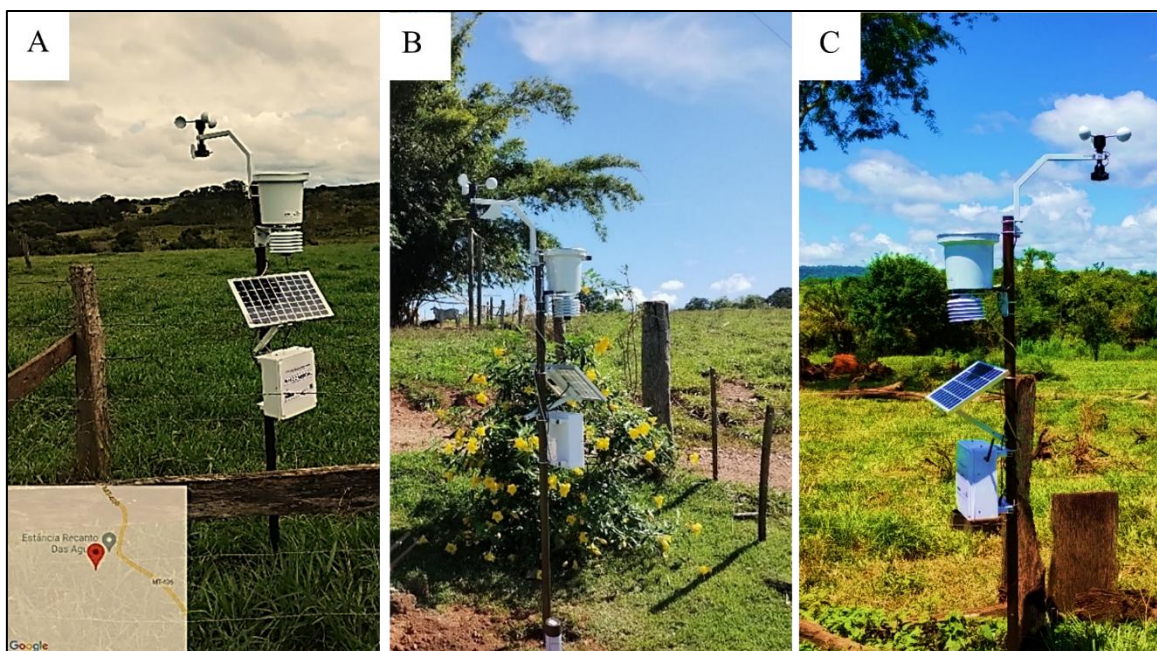
A identificação dos lineamentos topográficos foi realizada por interpretação visual de um modelo de relevo sombreado, gerado a partir do MDT em ambiente SIG (QGIS 3.16.10 e ArcGIS® Pro 3.5.0) na escala de 1:100.000.

O diagrama de roseta foi gerado no software QGIS 3.16.10, enquanto o cálculo da frequência de lineamentos, com base no azimute, foi executado no ArcGIS Pro por meio da ferramenta Azimuthfinder (NASCIMENTO *et al.* 2014). O tratamento estatístico subsequente foi processado no Microsoft Excel.

3.4 Caracterização Climática e Monitoramento Meteorológico.

A caracterização climatológica das áreas seguiu a classificação de SEPLAN-MT (2001). Os dados meteorológicos foram obtidos por meio de estações autônomas instaladas em cada uma das três sub-bacias (Figura 22 a, b e c), que mediram os seguintes parâmetros: índice pluviométrico, temperatura, umidade do ar, pressão atmosférica, radiação solar, velocidade e direção do vento

Figura 22 - Estações Meteorológicas



Estações meteorológicas instaladas nas sub-bacias dos córregos: (A) Piraputanga, (B) Cachoeirinha e (C) Corgão. Fonte: O autor (2023).

3.5 Caracterização Pedológica: Levantamento Pedométrico.

Dada a influência dos diferentes tipos de solo na partição da precipitação (YOUNG; OR, 2023) e a baixa resolução das bases de dados existentes para o estado de Mato Grosso (escala 1:250.000), constatou-se a necessidade de refinar os mapas da área de estudo para a escala de 1:50.000.

Desta forma, optou-se pelo mapeamento digital de solos. Para Nachtigall (2022), essa técnica é fundamental para o desenvolvimento científico, pois moderniza a coleta e a apresentação de dados, tornando-a menos custosa e mais dinâmica, o que permite interpretar as relações solo-paisagem com alta precisão.

A pesquisa utilizou a metodologia de Dalmolin *et al.* (2020), baseada em pseudoamostragem para treinar modelos em ambiente SIG. Nela, pontos aleatórios foram classificados segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS), com base em validação de campo e referencial especializado. Esse método amplia os dados de treinamento e reduz a necessidade de coleta extensiva, mas requer validação para garantir a precisão do modelo.

3.5.1 Procedimentos adotados.

A metodologia integrou técnicas de modelagem digital e processamento geoespacial no software QGIS 3.16.10, conforme as seguintes etapas:

Geração de Pseudopontos: Foram criados pontos de amostragem virtuais (pseudopontos) com base na relação solo-paisagem. A classificação do solo para cada ponto foi definida comparando as classes mapeadas (IBGE, 2021) com a verificação de campo, seguindo o SiBCS.

Modelagem Digital de Solos: Utilizou-se o algoritmo *Random Forest* (500 árvores) para correlacionar os pseudopontos com 29 covariáveis ambientais (Tabela 08). Esse processo resultou em um *raster* de predição (classes de solos) e um *raster* de incerteza.

Pós-Processamento: Os dados *raster* gerados passaram por um tratamento que incluiu a conversão para valores inteiros, a aplicação de um filtro de maioria para suavizar ruídos, a reprojeção para o sistema de coordenadas SIRGAS 2000 UTM 21S e o recorte para os limites das sub-bacias.

Geração dos Produtos: Os *rasters* de predição foram convertidos em polígonos e unificados em um único arquivo *shapefile*.

Avaliação da Incerteza: A incerteza da predição foi avaliada por meio de um *raster* específico com três bandas:

- ✓ *Pureza Teórica:* Probabilidade de ocorrência da classe de solo prevista.
- ✓ *Entropia de Shannon:* Mede a complexidade na distribuição das classes.
- ✓ *Índice de Confusão:* Avalia a incerteza quando duas classes de solo têm alta probabilidade de ocorrer simultaneamente.

Tabela 8 - Covariáveis analisadas

| Nº | Variáveis | Referência |
|----|---|-----------------------------|
| 01 | Aspect | Olaya (2009) |
| 02 | Convergence index | Olaya e Conrad (2009) |
| 03 | Cross-sectional curvature | Olaya (2009) |
| 04 | Diurnal anisotropic heating | Böhner e AntoniĆ (2009) |
| 05 | Eastness | Olaya (2009) |
| 06 | Digital elevation model | Florinsky (2016) |
| 07 | Flow line curvature | Olaya (2009) |
| 08 | Downslope Distance Gradient | Hjerdt <i>et al.</i> (2004) |
| 09 | General curvature | Olaya (2009) |
| 10 | Longitudinal curvature | Olaya (2009) |
| 11 | LS Factor | Desmet e Govers (1996) |
| 12 | Maximal curvature | Olaya (2009) |
| 13 | Mass balance index | Möller <i>et al.</i> (2008) |
| 14 | Minimal curvature | Olaya (2009) |
| 15 | Multiresolution index of ridge top flatness | Gallant e Dowling (2003) |
| 16 | Multiresolution index of valley bottom flatness | Wang <i>et al.</i> (2010) |
| 17 | Northness | Olaya (2009) |
| 18 | Plan curvature | Olaya (2009) |
| 19 | Profile curvature | Olaya (2009) |
| 20 | Real surface area | Olaya (2004) |
| 21 | Slope | Câmara <i>et al.</i> (1996) |
| 22 | Surface specific points | Peucker e Douglas (1975) |
| 23 | Tangencial curvature | Olaya (2009) |
| 24 | Total curvature | Olaya (2009) |
| 25 | Topographic position index | Gallant e Wilson (2000) |
| 26 | Terrain ruggedness index | Riley <i>et al.</i> (1999) |
| 27 | Terrain surface convexity | Iwahashi e Pike (2007) |
| 28 | Topographic wetness index | Pei <i>et al.</i> (2010) |
| 29 | Vector ruggedness measure | Hobson (1972) |

Fonte: Adaptado de Nachtigall (2022)

3.6 Monitoramento da Dinâmica hidrológica: Vazão e Variação do Nível Freático.

O monitoramento da dinâmica fluvial foi executado por meio da aferição da vazão em seções instaladas no canal principal de cada sub-bacia, e a montante e a jusante das represas localizadas nos canais de primeira ordem. Para o cálculo da vazão, procedeu-se

à aferição da velocidade do fluxo com o aparelho VEC-FLOWATCH (Figura 23), equipado com haste telescópica e hélice de 60 mm de diâmetro, além de uma trena para as medições de largura e profundidade da seção. Os valores da área da seção molhada e da vazão foram calculados segundo a metodologia proposta por Cunha (2009), mediante as seguintes equações:

Equação (1): Cálculo da Área da Seção Molhada $A = L \times P$

Onde:

A = Área da seção (m²);

L = Largura do canal (m);

P = Profundidade média (m)

Equação (2): Cálculo da Vazão $Q = (V \times A) \times 86.400$

Onde:

Q = Vazão (m³/d);

V = Velocidade média da água (m/s);

A = Área da seção (m²)

86.400 – Segundos de um dia

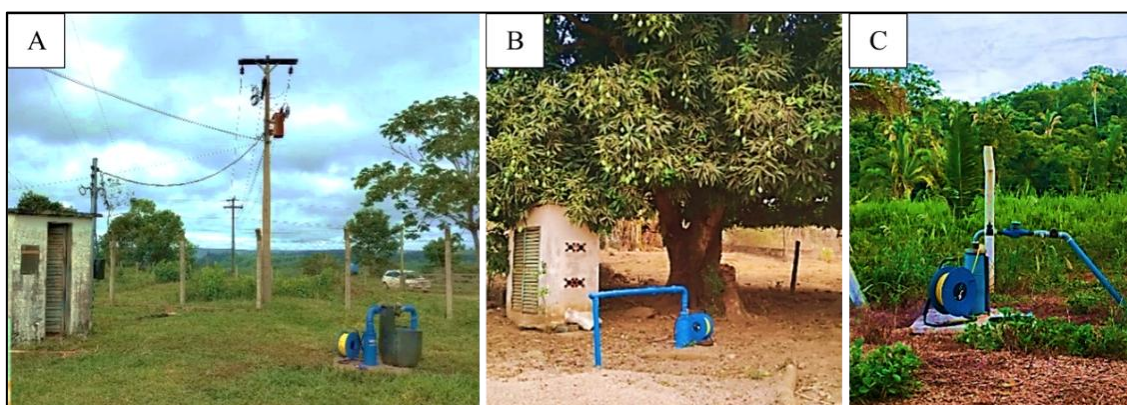
Figura 23 - Medidor de vazão portátil



Fonte: O autor (2023)

O monitoramento do nível freático foi realizado mensalmente em poços tubulares localizados em cada uma das três sub-bacias (Figura 24), utilizando sonda de nível milimetrada de 200 metros.

Figura 24 - Poços tubulares



Poços tubulares instaladas nas sub-bacias dos córregos: (A) Piraputanga, (B) Cachoeirinha e (C) Corgão. Fonte: O autor (2023)

3.7 Uso e cobertura da terra.

O mapeamento dos padrões de uso e cobertura da terra foi desenvolvido no software QGIS 3.16.10, com o suporte do complemento Orfeo Toolbox (OTB). O processo seguiu quatro etapas principais:

- ✓ **Preparo dos Dados de Base:** insumos/Imagens de satélite Sentinel-2 (Nível 2A), obtidas da plataforma Copernicus. Procedimentos: A imagem TCI (*True Color Image*) foi inicialmente recortada para a área de estudo com a ferramenta *recortar raster pela camada de máscara* (QGIS). Para isso, foi aplicado um *buffer* de 30 metros ao vetor da bacia hidrográfica para evitar efeitos de borda.
- ✓ **Classificação Baseada em Objetos e Índices Espectrais:** Segmentação: A imagem TCI foi segmentada com a ferramenta *Segmentation* (OTB) para gerar polígonos (objetos) homogêneos. Análise Espectral: O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) foi calculado com a *Calculadora Raster* (QGIS), a partir das bandas 4 (Vermelho) e 8 (Infravermelho Próximo). Classificação: O *raster* NDVI foi reclassificado em classes temáticas iniciais (p. ex., água, solo, vegetação), e seus valores foram transferidos para os polígonos por meio das ferramentas *reclassificar por tabela* e *Estatísticas de zona* (QGIS).
- ✓ **Edição e Refinamento Vetorial:** Ajuste de Limite. O mapa vetorial classificado foi recortado com a ferramenta *recortar* (QGIS), utilizando-se o limite exato da bacia (sem *buffer*). Generalização: Polígonos com área inferior a um limiar mínimo foram agrupados às feições vizinhas de maior representatividade, com o auxílio das ferramentas *Calculadora de Campo* e *Mesclar feições selecionadas* (QGIS).

- ✓ **Validação e Correção Topológica:** Validação. As feições mapeadas foram validadas por meio da coleta de pontos de controle em campo (com GPS) e da conferência com imagens de alta resolução do mapa de base do Google. Correção Topológica: O produto foi submetido a uma revisão para corrigir erros, como lacunas (*gaps*) e sobreposições (*overlaps*), utilizando-se os algoritmos *Multipart to singleparts* e *v.clean* (GRASS).

3.8 Uso e Ocupação da Rede de Drenagem e Processos Erosivos.

O levantamento e a avaliação de represas e feições erosivas (voçorocas) foram realizados no software ArcGIS Pro 3.5.0. Para isso, importou-se a coleção de imagens de alta resolução do Google como mapa de base (*basemap*), com ano de referência 2023-2024.

O trabalho foi apoiado por uma grade de controle com resolução espacial de 500 x 500 metros, criada com a ferramenta *Create Fishnet*. Posteriormente, as feições erosivas e as represas identificadas em cada quadrícula foram vetorizadas manualmente. Por fim, os dados foram processados na calculadora de campo para a obtenção de parâmetros como área (m²), volume (m³) e percentual de área represada, considerando a posição das feições na paisagem e a ordem da drenagem.

3.9 Análise Morfológica: Declividade, Morfometria e Índice de Umidade Topográfica (TWI).

Para a elaboração do mapa de declividade, o MDE foi convertido para o datum SIRGAS 2000 (UTM Zona 21S) e processado na ferramenta Slope do ArcGIS, com saída em porcentagem (%). Os intervalos foram estabelecidos conforme a Embrapa (1979), com as seguintes classes: 0-3% (Plano), 3-8% (Suave-ondulado), 8-20% (Ondulado), 20-45% (Forte-ondulado), 45-75% (Montanhoso) e acima de 75% (Escarpado).

Para a confecção do mapa da rede de drenagem, foram utilizadas as Spatial Analyst Tools do ArcGIS. Essa técnica permitiu a obtenção dos canais fluviais em formato vetorial e, conseqüentemente, a extração dos seguintes dados: área de drenagem (km²), perímetro (km), altitudes máxima e mínima (m), comprimento da bacia (km) e comprimento do canal principal (km). A hierarquia fluvial foi obtida conforme os critérios de Strahler (1957). Esses dados permitiram o cálculo dos parâmetros morfométricos de

Densidade de Drenagem (Dd) e Coeficiente de Manutenção (Cm), por meio das Equações 3 e 4.

Equação (3): Densidade de Drenagem $D_d = \frac{C_{tc}}{A_b}$

Onde:

C_{tc} = Comprimento total de canais em km;

A_b = Área da bacia em km²

Equação (4): Coeficiente de Manutenção $Cm = \frac{1}{D_d} \times 1.000$

Onde:

Cm = coeficiente de manutenção.

D_d = é a densidade de drenagem

O Índice de Umidade Topográfica (Topographic Wetness Index - TWI) quantifica o equilíbrio entre a acumulação e a drenagem de água em uma bacia hidrográfica, sendo derivado de Modelos Digitais de Elevação (MDEs) (RINDERER *et al.* 2014; COURTENAY, 2023).

Seguindo esses princípios, os mapas de TWI foram processados no software ArcGIS® Pro 3.5.0, a partir do MDE Copernicus GLO 30. O fluxo de trabalho aplicou os seguintes procedimentos: Fill → Flow Direction → Flow Accumulation → Slope → Raster Calculator → Reclassify → Raster to Polygon.

Equação (5): Cálculo do TWI $Twi = \ln\left(\frac{a}{\tan(b)}\right)$

Onde:

a = é o valor de Flow Accumulation (área contributiva a montante por unidade de largura).

b = é a inclinação do terreno em radianos (Slope em rad)

A fórmula foi executada na Calculadora Raster com o código: Ln("FlowAccumulation" / Tan("Slope_rad")). Posteriormente, os arquivos raster foram reclassificados com a ferramenta Reclassify, adotando-se as seguintes classes: 0 a 10 (Muito Baixa), 10 a 12 (Baixa), 12 a 14 (Moderada), 14 a 19 (Alta) e 19 a 30 (Muito Alta). Por fim, os arquivos foram convertidos para vetores de polígonos para o cálculo do percentual de área de cada classe.

3.10 Tempo de concentração.

O cálculo do tempo de concentração (T_c) foi elaborado por meio da Equação (6), proposta por Giandotti (1953). A escolha da fórmula se deu com base nos estudos de Almeida *et al.* (2013), que constatou sua eficiência em bacias rurais de pequeno e médio porte.

Equação (6): Fórmula de Giandotti.....
$$T_c = \frac{0,0559.(4,0 .A^{0,5}+1,5L)}{L^{-0,5}.S^{-0,5}}$$

Onde:

T_c = Tempo de concentração (em horas)

A = Área da bacia hidrográfica (em km²)

L = Comprimento do talvegue principal (em km)

S = Declividade média do talvegue principal (em m/m, ou seja, adimensional)

3.11 Mapas de Curva-Número (CN).

A elaboração dos mapas de CN seguiu a metodologia do Soil Conservation Service (SCS, 1972), utilizada para determinar o volume aproximado de escoamento superficial. O método baseia-se na classificação hidrológica dos solos (Tabela 9) e nos tipos de uso e cobertura da terra, com valores de CN estimados conforme Santos e Lollo (2016) e Soares *et al.* (2017) (Tabela 10).

Equação 7: Cálculo do Escoamento Superficial (Q)
$$Q = \frac{\left(P-0,2\left(\frac{25400}{CN}-254\right)\right)^2}{\left(P-0,8\left(\frac{25400}{CN}-254\right)\right)}$$

Onde:

Q =Volume de água pluvial escoada (mm)

P =Volume de precipitação (mm)

CN = Curve Number (adimensional).

Tabela 9 - Classes Hidrológicas dos Solos

| Solo | Sigla | Grupo |
|----------------------------|-------|-------|
| Argissolo Vermelho | PV | B |
| Argissolo Vermelho Amarelo | PVA | B |
| Neossolo Quartzarênico | RQ | A |
| Latossolo Vermelho Amarelo | LVA | B |
| Neossolos Fluvicos | RY | C |

| | | |
|-------------------------------|-----|---|
| Argissolos V. Amarelos (raso) | PVA | D |
| Neossolos Litólicos | RL | D |

Fonte: Adaptado de Sartori, Neto e Genovez (2005); Sartori e Genovez (2011).

Tabela 10 - Valores de Referência de CN por Tipo de Uso e Classe Hidrológica

| Classe de Uso da Terra | Classe Hidrológica dos solos | | | |
|-------------------------|------------------------------|-----|-----|-----|
| | A | B | C | D |
| Água | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Área de Cultivo | 62 | 71 | 78 | 81 |
| Áreas Edificadas | 77 | 85 | 90 | 92 |
| Estradas | 77 | 85 | 90 | 92 |
| Floresta Estacional | 26 | 52 | 62 | 69 |
| Formações Justafluviais | 95 | 95 | 95 | 95 |
| Pastagem | 25 | 59 | 75 | 83 |
| Savana | 46 | 68 | 78 | 84 |
| Savana Alterada | 46 | 75 | 86 | 91 |
| Silvicultura | 26 | 52 | 62 | 69 |
| Solo Exposto | 30 | 82 | 87 | 89 |

Fonte: Adaptado de Santos e Lollo (2016); Soares *et al.* (2017) e ANA (2018)

O Curva-Número (CN) é um parâmetro adimensional que varia de 0 a 100. Valores próximos a 100 indicam alta capacidade de gerar escoamento, enquanto valores próximos a zero representam solos muito permeáveis. Para as sub-bacias em estudo, os valores de CN foram definidos integrando os mapas de uso da terra e os grupos hidrológicos, com base nos valores estabelecidos por Sartori e Genovez (2011).

Os valores de CN, portanto, foram inseridos na tabela de atributos da camada vetorial (campo "CN") por meio da ferramenta Field Calculator. Para isso, utilizou-se o seguinte código no Code Block para atribuir os valores de CN de acordo com a classe de uso e o grupo hidrológico:

```

“def classify_cn(legenda, Grupo):
    if legenda == 'Floresta Estacional' and Grupo == 'A': return 26
    elif legenda == 'Floresta Estacional' and Grupo == 'B': return 52
    elif legenda == 'Floresta Estacional' and Grupo == 'C': return 62
    elif legenda == 'Floresta Estacional' and Grupo == 'D': return 69
    # ... (continuação do código para as demais classes)
    else: return None”

```

3.12 Mapas de CAD, STC e Umidade do Solo.

Os mapas de Capacidade de Água Disponível (CAD) e de umidade do solo foram gerados a partir da base de dados global elaborada por Hengl e Gupta (2019).

Os mapas de Capacidade Total de Armazenamento de água no solo (STC) foram gerados a partir do valor de CN médio de cada sub-bacia, conforme a Equação (8).

Equação (8): Armazenamento Potencial Máximo (S)..... $S = \frac{25400}{CN} - 254$

Onde:

S= corresponde retenção potencial máxima de água no solo (STC)

CN=parâmetro adimensional que varia de 0 a 100

25400 e 254= São constantes de conversão utilizadas para que o resultado de S seja obtido em milímetros (mm)

3.13 Balanço Hídrico.

Com o auxílio dos dados das estações meteorológicas, foram calculados os padrões do balanço hídrico das sub-bacias, permitindo a avaliação e a classificação das unidades mais vulneráveis à escassez hídrica (GREGORY; STEVEN, 2007).

Desta forma, o balanço hídrico foi calculado conforme a metodologia do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), proposta por Gregory e Steven (2007). A escolha desse método justifica-se por ele considerar em sua base a capacidade total de armazenamento de umidade no solo (*Total Soil Moisture Storage Capacity - STC*).

O cálculo mensal seguiu a abordagem de Thornthwaite, considerando os seguintes dados de entrada:

- ✓ Armazenamento Inicial na Bacia (mm)
- ✓ Latitude
- ✓ Precipitação Total Mensal (P, em mm)
- ✓ Fração da precipitação que se torna escoamento direto (DROFRAC)
- ✓ STC (mm)
- ✓ Temperatura Média Mensal (°C)

A sequência de cálculo é detalhada a seguir.

1. Precipitação Efetiva e Escoamento Direto.

Uma fração da precipitação mensal (P), correspondente ao escoamento sobre superfícies impermeáveis, é calculada como Escoamento Direto (DRO).

Equação (9): Escoamento Direto..... $DRO = P \times drofrac$

Onde:

DRO: Escoamento Direto (mm).

P: Precipitação total mensal (mm).

drofrac: Coeficiente de escoamento direto (adimensional)

A água restante, que fica disponível para infiltração no solo (**P_{total}**), é então calculada:

Equação (10): $P_{total} = P - DRO$

Onde:

P_{total} = é Precipitação disponível para o solo (mm).

DRO= Escoamento Direto (mm)

2. Evapotranspiração Potencial (PET)

A demanda evaporativa da atmosfera (PET) foi estimada mensalmente com a equação de Hamon (1961):

Equação (11) $PET = 13.97 \times d \times D^2 \times W_t$

Onde:

PET: Evapotranspiração Potencial (mm/mês).

d: Número de dias do mês.

D: Horas de luz do dia em unidades de 12 horas (calculado a partir da latitude).

W_t: Densidade de vapor de água saturado (g/m³), calculada pela equação

Equação (12) $W_t = \frac{4.95 \times e^{0.062 \times T}}{100}$

Onde:

T = Temperatura média mensal (°C)

3. Evapotranspiração Real (AET) e Armazenamento no Solo (ST).

A Evapotranspiração Real (AET) é determinada pela disponibilidade de água. Se a água disponível (**P_{total}**), for maior ou igual à demanda (**PET**): A **AET** é igual à **PET**. O excesso de água recarrega o solo (**ST**) até sua capacidade máxima (**STC**). **AET = PET**

O novo armazenamento no solo (**ST_i**) é:

Equação (13) $ST_i = ST_{i-1} + (P_{total} - PET)$

Se a água disponível (P_{total}) for menor que a demanda (PET): A evapotranspiração real é igual à precipitação disponível mais a água retirada do armazenamento no solo (STW). A retirada de água do solo diminui linearmente à medida que o solo seca.

Equação (14) $AET = P_{total} + STW$

O novo armazenamento no solo (ST_i) é:

Equação (15) $ST_i = ST_{i-1} - STW$

4. Excedente hídrico (S)

Quando o armazenamento de água no solo (ST_i) ultrapassa a capacidade máxima de armazenamento (STC), o volume excedente é classificado como Excedente Hídrico (S)

Equação (16) $S = ST_i - STC$ (se $ST_i > STC$)

Este excedente fica disponível para gerar escoamento superficial (*runoff*).

5. Escoamento total (RO_{total}).

O escoamento total do mês é a soma do escoamento gerado pelo excedente hídrico (RO) com o escoamento direto (DRO).

Equação (17): $RO_{total} = RO + DRO$

3.14 Procedimentos de elaboração dos mapas de vulnerabilidade hidrogeomorfológica.

O mapa de vulnerabilidade hidrogeomorfológica foi elaborado a partir da integração de múltiplos critérios em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG), com base no método do Processo Analítico Hierárquico (AHP) conforme (Figura 25). Foram selecionadas as seguintes variáveis: pedologia, uso e cobertura do solo, geologia, clima, declividade e densidade de drenagem.

A importância relativa de cada critério foi determinada por meio de comparação par a par (escala de Saaty), e a consistência dos julgamentos foi validada pela Razão de Consistência ($CR \leq 0,10$). No software ArcGIS Pro, os mapas de cada critério foram

convertidos para o formato *raster* e padronizados em uma escala de 1 (vulnerabilidade muito baixa) a 9 (vulnerabilidade muito alta).

Por fim, os pesos derivados do AHP foram aplicados aos mapas reclassificados com a ferramenta *Weighted Overlay* (Sobreposição Ponderada), utilizando a Equação (18) para gerar o mapa de vulnerabilidade final.

Equação (18): Vulnerabilidade é = Weighted Overlay.

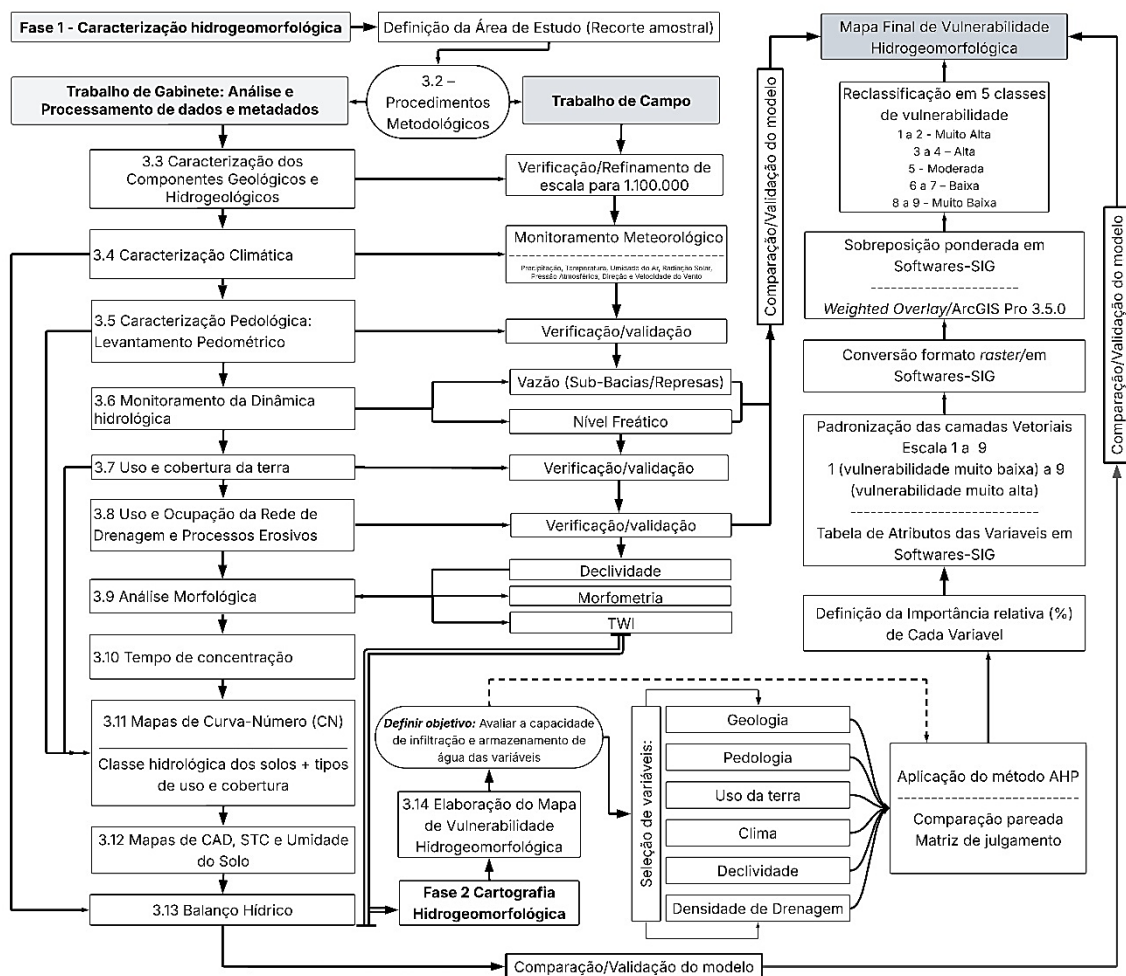
$$Resultado = \sum_{i=1}^n (Valor\ da\ Célula_i \times Peso_i)$$

Onde:

Valor da Célula_i = Valor reclassificado (1-9) de cada pixel na camada *i*.

Peso_i = Peso atribuído à camada/variável *i*

Figura 25 - Metodologia para caracterização hidrogeomorfológica e vulnerabilidade hídrica



Fonte: Elaborado pelo autor

CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES.

4.1. Sub-bacia do Córrego Piraputanga: Características geológicas, hidrogeológicas, geomorfológicas e pedológicas.

A análise dos componentes ambientais das sub-bacias reflete, em diferentes proporções, um recorte amostral das bacias de ordem superior, porém com maior nível de detalhe. Desta forma, a caracterização e a análise dos componentes locais busca avaliar a influência que cada um exerce sobre os processos hidrogeomorfológicos nas unidades estudadas.

4.1.1 Contexto geológico e hidrogeológico.

A sub-bacia do córrego Piraputanga, com uma área drenada de 46,25 km² (Figura 26), está localizada na zona de contato do Cráton Amazônico, sob a influência direta das atividades geotectônicas das províncias geocronológicas Rondoniana-San Ignacio e Sunsás-Aguapeí.

De acordo com Bettencourt *et al.* (2010), a província Rondoniana-San Ignacio está associada à colisão oblíqua do Bloco Paraguá com o proto-Cráton Amazônico, processo que formou a orogenia Rondoniano-San Ignacio entre 1,56 e 1,30 bilhão de anos (Ga). Essa província caracteriza-se por uma crosta mesoproterozoica com orogenias, magmatismo e rochas de idades variadas.

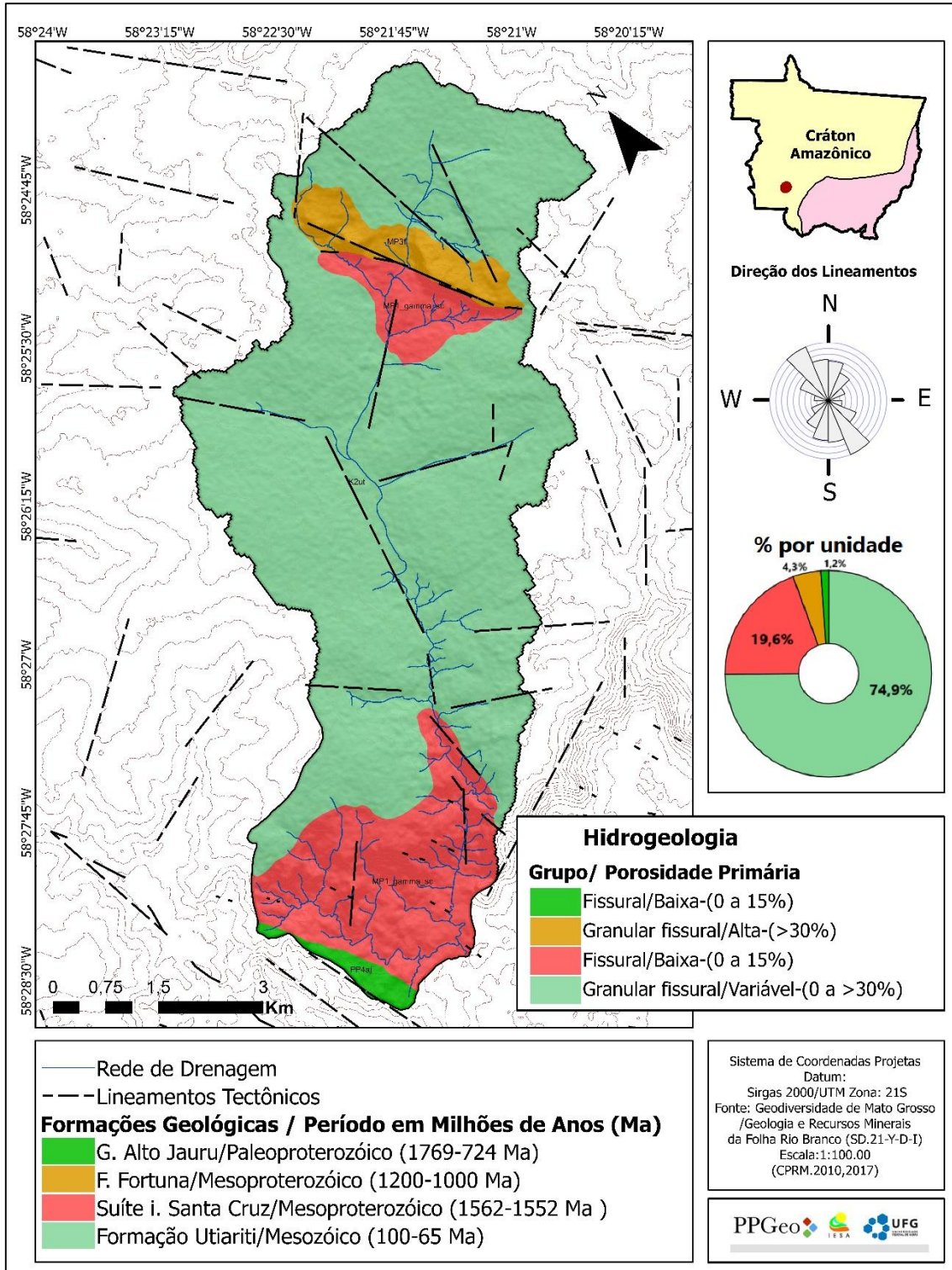
Por sua vez, a província Sunsás-Aguapeí formou-se durante o Mesoproterozoico, mediante processos que incluíram deformação tectônica e a união de diferentes terrenos. Ambas as províncias estão interligadas, formando um sistema tectônico complexo que ilustra a história crustal da região.

Como resultado das combinações geotectônicas, na sub-bacia do córrego Piraputanga são identificadas quatro unidades geológicas. Essas unidades remontam a ciclos tectônicos que vão do período Paleoproterozoico (Formação Jauru, com idades de 1769 a 724 Ma) ao Mesozoico (Formação Utariti, datada de 100 a 65 Ma).

Como reflexo das atividades tectônicas, a sub-bacia possui 27 lineamentos, com extensão total de 27.358 metros. As direções mais frequentes são N-NNE (20%), SE-SSE (18%) e SSE-S (17%). Isso resulta em uma densidade de 0,58 lineamentos por km²,

considerada relativamente baixa, o que reflete o predomínio de formações sedimentares mais recentes, como as da Formação Utariiti.

Figura 26 - SBH do C. Piraputanga: Aspectos geológicos e hidrogeológicos



Fonte: Elaborado pelo autor

Nesta perspectiva, Scheidegger e Ai (1986) argumentam que os lineamentos tectônicos refletem estruturas geológicas subjacentes, como falhas ou fraturas. Essas estruturas influenciam significativamente os padrões geomorfológicos e modelam a paisagem. Para Curto *et al.* (2014), os lineamentos estão diretamente associados ao fluxo das águas subterrâneas e à evolução da paisagem, exercendo, portanto, influência direta sobre a dinâmica hídrica.

Possuindo diferentes origens geotectônicas, as formações apresentam propriedades hidrogeológicas específicas, podendo ser agrupadas em dois grupos: Fissural e Granular Fissural.

Alto Jauru (Grupo Fissural). De origem ígnea e metamórfica, o grupo Alto Jauru apresenta corpo rochoso intensamente fraturado, com intemperismo de baixo a alto grau. É composto por afloramentos de metabasito toleítico, metatufos andesíticos, xisto pelítico, formação ferrífera bandada (BIF), grafita xisto, quartzo-sericita xisto, sericita-clorita-quartzo xisto, quartzito e paragnaisse (CPRM, 2004).

Para Bettencourt *et al.* (2010), a unidade geológica Alto Jauru possui composição litológica formada principalmente por rochas metavulcanossedimentares. Datada como pertencente ao Proterozoico, a formação apresenta um contexto geológico complexo, associado a ambientes de bacia sedimentar. A atuação de eventos tectônicos influenciou os processos de deposição e posterior deformação, nos quais os lineamentos tectônicos desempenharam um papel importante na configuração atual da unidade.

Menoncello (2016) classifica a formação como uma sequência metavulcanossedimentar, com disposição dos afloramentos no sentido NW/SE. Sua ocorrência na sub-bacia se dá a sudoeste (SW), nos divisores de jusante, em direção à zona de foz.

As características hidrogeológicas são marcadas por um aquífero livre de extensão local e baixa permeabilidade, disposto de forma isolada sobre o embasamento fraturado. As vazões verificadas em poços tubulares são reduzidas, com valores inferiores a 10 m³/h, e a produtividade é geralmente muito baixa a baixa (Classe 5), com vazões entre 1 e 10 m³/h (ABREU; PAULA, 2020).

Suíte Intrusiva Santa Cruz (Grupo Fissural): A Suíte Intrusiva Santa Cruz é composta por rochas de monzogranito rosa, com granulometria de média a grossa e foliação, apresentando atividade intempérica de moderada a alta (CPRM, 2004).

Essa unidade é composta por rochas graníticas, que podem variar de tonalito a granodiorito. As idades das rochas são datadas entre 1,56 e 1,52 bilhão de anos, com base

em dados de U-Pb⁵ em zircão, o que indica sua formação durante o Proterozoico. Os dados isotópicos sugerem que o material original tem componentes tanto crustais quanto de manto. A suíte pode ser descrita como um batólito multifásico com tendência NNW, que apresenta três fácies distintas: granitos equigranulares, monzogranitos porfiríticos e granodioritos porfiríticos. Ela faz parte de um contexto tectônico mais amplo e pode ser vista como as raízes de um arco continental construído sobre o terreno Jauru (ARAÚJO, 2008; BETTENCOURT *et al.* 2010).

Apresenta perfil alongado no sentido norte-sul, estendendo-se pelas porções de médio curso da sub-bacia. É constituída por uma formação maciça de baixa porosidade e permeabilidade, em decorrência do baixo índice de fraturamento. Na sub-bacia, aflora nos extremos sul e norte. Ao sul, compreende o contato com a Formação Utiriti, compondo a base dos degraus estruturais do relevo. Ao norte, está associada à Formação Fortuna, formando morros-testemunho com afloramentos em formato de sills.

Pertencente à classe do embasamento cristalino indiferenciado, a suíte apresenta características hidrogeológicas de um aquífero livre, de extensão regional e descontínuo. A porosidade e a permeabilidade estão associadas à existência de fraturas abertas (porosidade secundária), o que confere forte anisotropia e heterogeneidade ao sistema. Geralmente, as rochas são recobertas por um espesso manto de intemperismo e solo, que atua como reservatório e contribui para a recarga do aquífero. Apesar das variações hidrodinâmicas, são esperadas vazões inferiores a 10 m³/h, com produtividade geralmente muito baixa (Classe 5 e 6) (ABREU; PAULA, 2020).

A Formação Fortuna (Grupo Aguapeí) apresenta porosidade primária superior a 30%. Pouco fraturada, possui textura predominantemente arenosa e é constituída por metaconglomerado oligomítico com seixos de quartzo em matriz sericítica. Sendo a unidade basal da cobertura sedimentar do Grupo Aguapeí, é formada por arenitos e conglomerados depositados em ambiente fluvial entrelaçado (CPRM, 2004; BAHIA; PEDREIRA, 2007).

Para Bettencourt *et al.* (2010), a formação é composta por rochas metavulcanossedimentares que remontam ao período Proterozoico. Seu contexto

⁵ Método de datação geocronológica absoluta baseado na desintegração radioativa de dois isótopos de U (²³⁵U e ²³⁸U), dando origem a dois isótopos de Pb (²⁰⁷Pb e ²⁰⁶Pb). As meias-vidas dos isótopos de urânio são de ca. 0.704 Ga e 4.47 Ga, respectivamente). É aplicado especialmente para a datação de minerais ricos em urânio tais como zircão, monazita, titanita, xenotima, badeleíta e perovskita. Rotineiramente aplicado a rochas e minerais mais velhos que 1 Ma (Padilha et al., 2022)

geológico abrange processos de formação e metamorfismo, relacionados a eventos tectônicos significativos que influenciaram sua deposição e posterior deformação.

Ao refinar a escala de análise, Abreu e Paula (2020) constataram que a Formação Fortuna é constituída basicamente por arenitos de granulação fina a muito fina, com estratificação cruzada de baixos ângulos e laminações plano-paralelas. A unidade também inclui arenito grosso a muito grosso, quartzoso e mal selecionado, com fragmentos líticos e estratificação cruzada tabular. Na sub-bacia, sua ocorrência está associada à Suíte Intrusiva Santa Cruz, no extremo norte.

De acordo com Abreu e Paula (2020), as características litológicas da Formação Fortuna estão associadas às formações Vale da Promissão e Morro Cristalino. A unidade é composta, da base para o topo, por metaconglomerado oligomítico intercalado com metarenito, ardósias, filitos e metassiltitos.

Essas características conferem-lhe aspectos hidrogeológicos de um aquífero livre de extensão regional, com dupla porosidade (fraturada e granular), heterogêneo e anisotrópico. São esperadas vazões inferiores a 10 m³/h, embora possa apresentar valores superiores, em função das características locais. No entanto, a produtividade hidráulica é geralmente muito baixa, podendo ser classificada como baixa (Classe 5), com vazões entre 1 e 10 m³/h.

A Formação Utariti (Granular/Fissural), que integra o Grupo Parecis, ocupa 74,90% da área da sub-bacia e apresenta porosidade primária que varia de 0 a mais de 30% (CPRM, 2004).

Os planos estratigráficos evidenciam dois tipos de ambiente que deram origem às rochas da formação: o sistema fluvial entrelaçado e o eólico. Segundo Weska (2006, p. 74), “o eólico foi constatado pelas estratificações cruzadas de grande porte, pelas laminações internas nos pacotes e pelo predomínio de campos de dunas de cristas retas”.

De natureza sedimentar, a formação é composta por solos profundos de alta permeabilidade, sobre um relevo de chapada com padrão suave-ondulado. Suas características litológicas são marcadas pelas formações Salto das Nuvens (base) e Utariti (topo), onde ocorrem conglomerados com intercalações de arenitos de granulometria variável e arenitos friáveis ou com intensa silicificação.

Esses aspectos conferem-lhe características hidrogeológicas de um aquífero de extensão regional com elevada permeabilidade e espessura média de 250 metros, podendo ocorrer de forma livre ou semiconfinada. Ele é considerado o aquífero de melhor potencial hidrogeológico de Mato Grosso, apresentando vazões médias superiores a 100

m³/h. Suas recargas se dão essencialmente pela precipitação e, localmente, através do Aquífero Alto Paraguai, sendo de grande importância na regularização e manutenção das vazões dos corpos hídricos (ABREU; PAULA, 2020).

4.1.2 Aspectos Geomorfológicos: Relevo, declividade, tempo de concentração e TWI.

Os aspectos geomorfológicos da sub-bacia são marcados por um ambiente de transição entre o Planalto dos Parecis e os degraus estruturais e rebordos erosivos, o que lhe confere um perfil topográfico com amplitude altimétrica superior a 300 metros (Figura 27).

Situada majoritariamente sob o domínio de Planalto, a sub-bacia apresenta nascentes e uma rede de drenagem difusa com segmentos de canais anastomosados, além da formação de áreas úmidas (veredas) e de uma ampla vegetação justafluvial.

Nas áreas de transição, marcadas por rebordos erosivos, a dinâmica de escoamento é influenciada pela acentuada amplitude altimétrica, o que contribui para a formação de vertentes íngremes e uma rede de drenagem entalhada em vales em formato de “V”.

Conforme os dados (Figura 27), 44,1% da área da sub-bacia é composta por relevo suave-ondulado (declividade entre 3% e 8%), seguido pelo relevo ondulado (32,2%) e pelas áreas planas (14,4%).

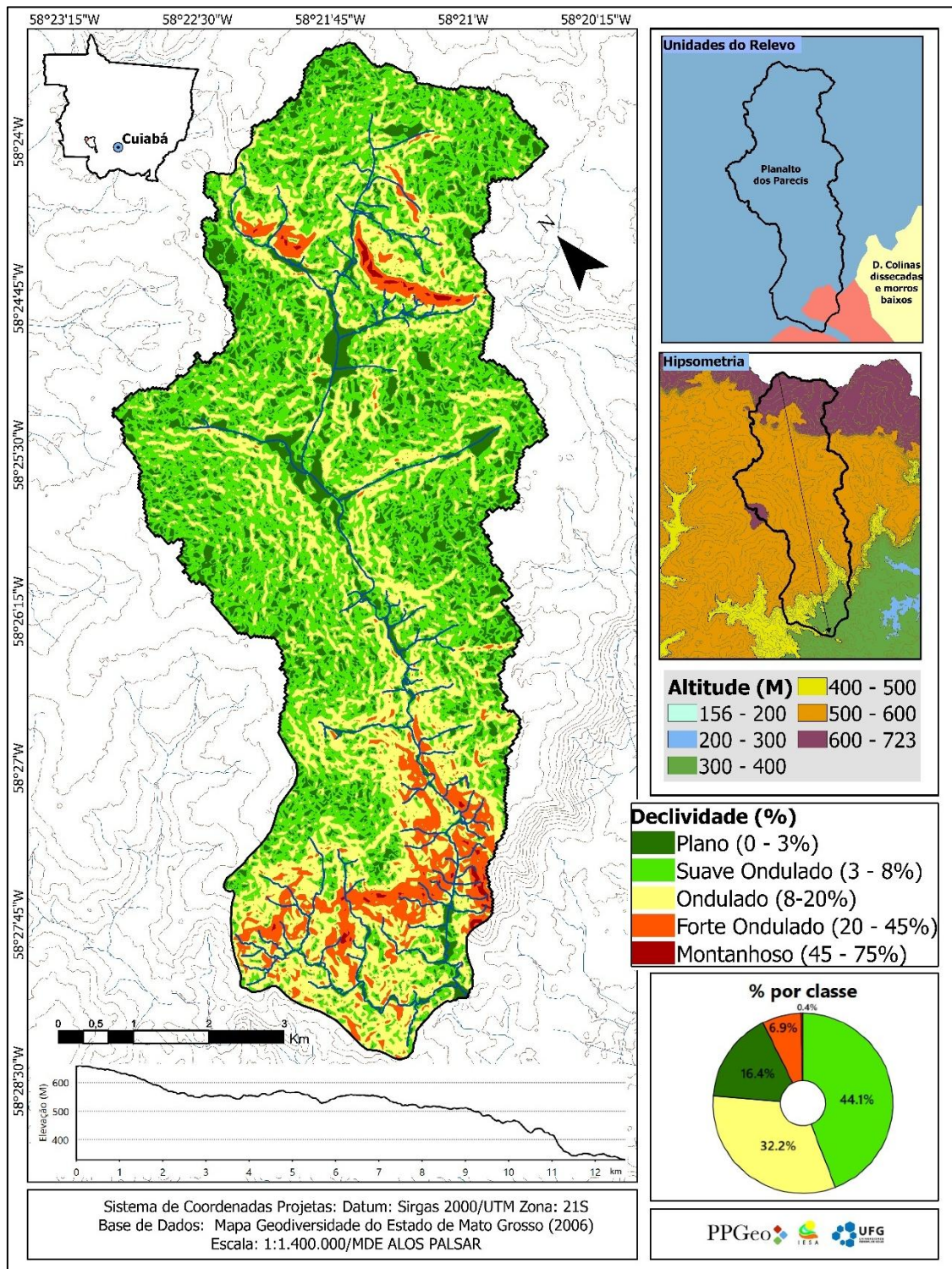
De acordo com a distribuição espacial, observa-se a presença marcante de superfícies onduladas, dispostas preferencialmente em paralelo à rede de drenagem, caracterizando a maior parte dos segmentos de vertentes. Dadas as características morfopedológicas, essas áreas são especialmente suscetíveis à ocorrência de voçorocas, mesmo em declividades moderadas.

As porções do relevo com maior declividade, classificadas como forte-ondulado e montanhoso, ocupam menos de 8% da paisagem e ocorrem de forma marcante no alto e baixo curso. Mesmo com a declividade acentuada, essas áreas apresentam poucos processos erosivos.

Como resposta hidrológica aos padrões geomorfológicos, a bacia apresenta um tempo de concentração relativamente baixo. Conforme a equação de Giandotti (1953), o tempo de permanência da água na paisagem é de aproximadamente 4,79 horas.

O tempo de concentração (T_c) representa o intervalo para que o escoamento dos pontos mais distantes da bacia atinja a foz ou secção de controle. Esse tempo influencia o hidrograma de cheia e o tempo de permanência da água na paisagem (BRASIL, 2005).

Figura 27 - SBH do C. Piraputanga: Estrutura geomorfológica



Fonte: Elaborado pelo autor

Desta forma, do ponto de vista geomorfológico, a bacia é especialmente vulnerável a chuvas intensas. Dado o tempo reduzido de permanência da água, eventos pluviométricos de elevada intensidade tendem a gerar escoamento superficial intenso e com alto potencial erosivo. Nesse contexto, a reposição das águas subterrâneas está mais condicionada às propriedades lito-pedológicas do que às morfológicas.

Mesmo com um gradiente topográfico acentuado, as características morfológicas observadas na sub-bacia apontam para boas condições de manutenção da água. Essa característica fica evidente nos dados obtidos a partir da aplicação do Índice de Umidade Topográfica (TWI). Refletindo as condições do relevo de planalto, as condições de umidade da paisagem podem ser avaliadas de acordo com o percentual de área mapeada para cada classe (Figura 28).

De acordo com o mapeamento, a classe 1 (TWI 0-10 – Umidade Muito Baixa) abrange 4,16 km² (8,77%) da paisagem. Ela corresponde a regiões com menor potencial de acúmulo de água, geralmente encontradas em áreas de maior altitude ou com menor convergência de fluxo, caracterizando um solo com menor concentração de umidade. Na sub-bacia, essas áreas estão agrupadas de forma marcante no alto e baixo curso, nas áreas de maior declividade.

A Classe 2 (TWI 10-12 – Umidade Baixa), que ocorre de forma relativamente bem distribuída, corresponde à maior porção da paisagem, com 19,63 km² (41,42%). Essas áreas possuem um nível de umidade baixo e podem representar segmentos de encostas, colinas ou regiões com limitação de infiltração.

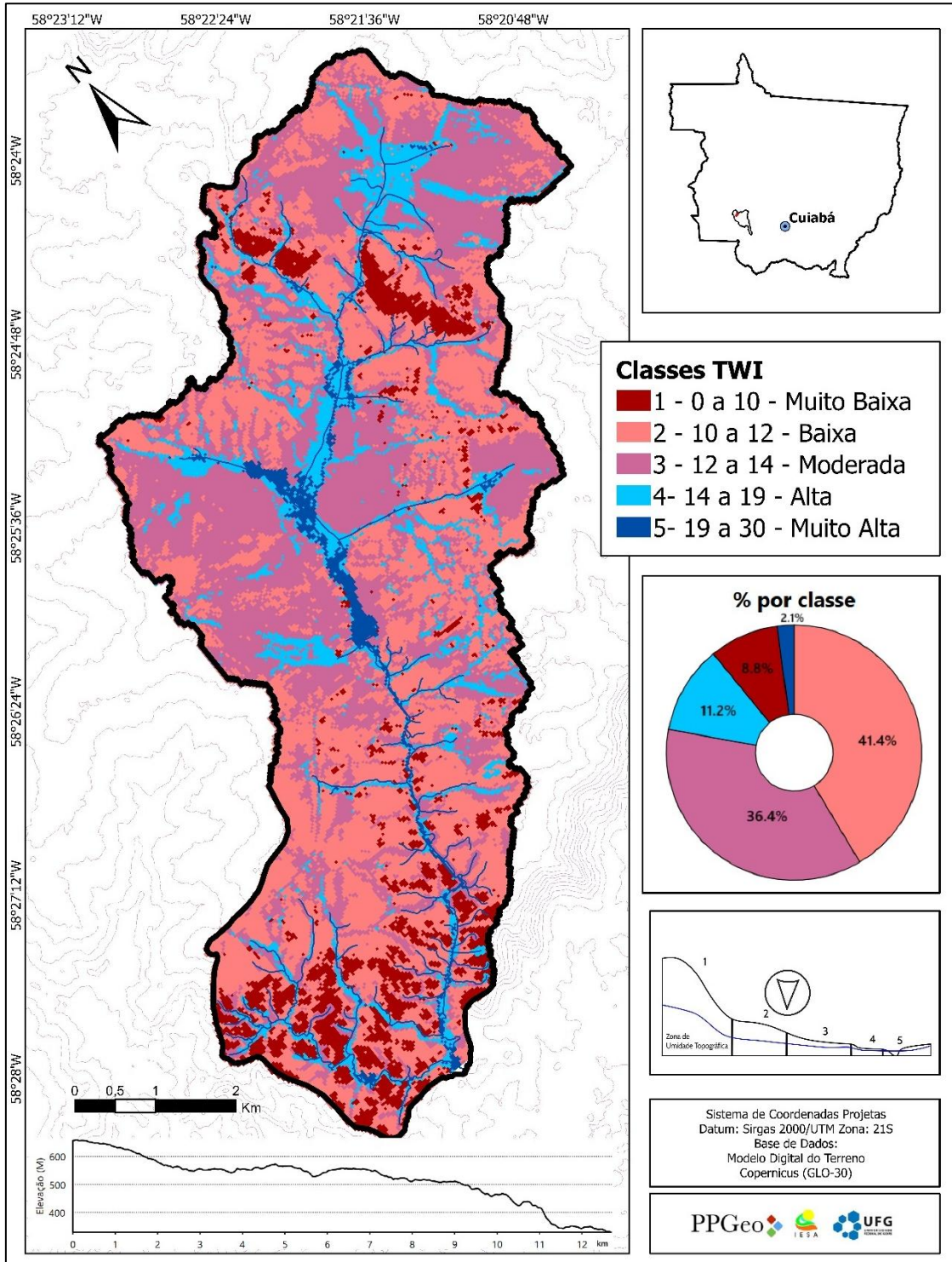
Ocupando 17,31 km² (36,52%), a Classe 3 (TWI 12-14 – Umidade Moderada) correspondendo à segunda maior classe em área mapeada. Associada diretamente às áreas de convergência topográfica, indica uma condição intermediária de umidade, típica de zonas de transição.

Por sua vez, a Classe 4 (TWI 14-19 – Umidade Alta) ocupa 5,29 km² de área (11,17%). Essas áreas apresentam alto acúmulo de umidade e estão localizadas em declives suaves ou em regiões de maior convergência de fluxo. Na sub-bacia, concentram-se no alto e médio curso, seguindo os limites dos níveis de base. Elas representam, portanto, as zonas mais propensas à saturação do solo e acúmulo de umidade.

Por fim, a Classe 5 (TWI 19-30 – Umidade Muito Alta) representa a menor categoria, com apenas 1,01 km² (2,14%). Ela corresponde ao leito dos canais fluviais e zonas saturadas, como planícies de inundação, com solos frequentemente encharcados.

Na sub-bacia, sua ocorrência é marcante no médio curso, estando associada a zonas de convergência topográfica e áreas planas.

Figura 28 - SBH do C. Piraputanga: Índice de Umidade Topográfica (TWI)



Fonte: Elaborado pelo autor

A análise das classes de umidade mapeadas indica que a sub-bacia é marcada por uma paisagem com condições de umidade que variam, predominantemente, de baixa a moderada. Adicionalmente, observa-se que as áreas classificadas com umidade alta e muito alta superam em extensão as áreas de umidade muito baixa.

4.1.3 Composição Pedológica.

De acordo com a disposição do padrão morfológico e da composição geológica, a sub-bacia possui três classes de solos, conforme o levantamento pedométrico (Figura 29).

Dos 46,05 km² de área da bacia, 67,2% estão sob o domínio dos Neossolos Quartzarênicos. Estes solos estão localizados em cotas altimétricas entre 500 e 600 metros, ocupando as unidades de relevo plano e suave-ondulado.

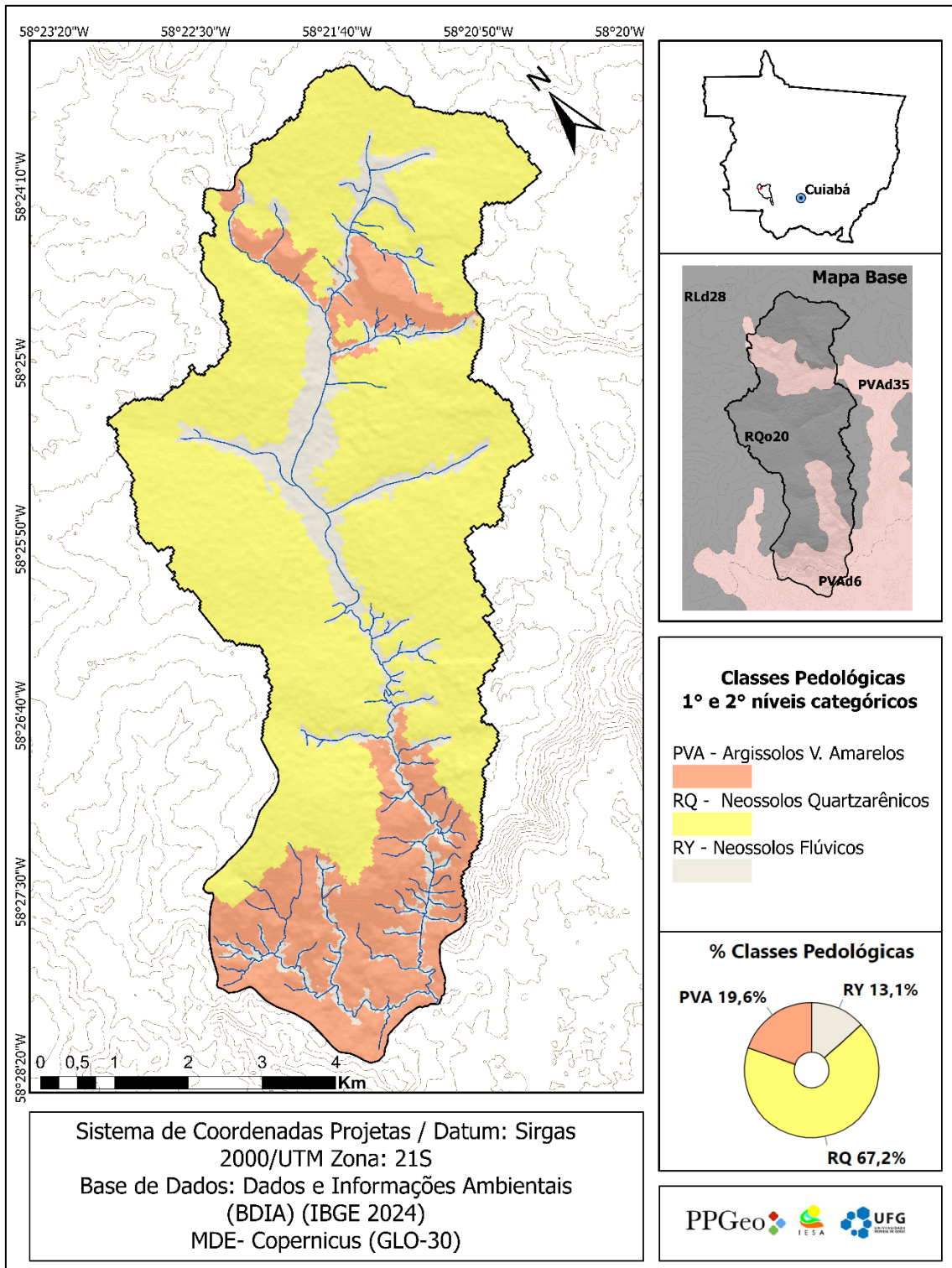
Em decorrência de suas propriedades, os Neossolos Quartzarênicos enquadram-se nas classes com elevado grau de suscetibilidade à erosão hídrica. Para Sartori, Neto e Genovez (2005), esses solos dispõem de textura areno-quartzosa, são profundos e apresentam alta permeabilidade.

Embora demonstrem baixa suscetibilidade à erosão em planícies, apresentam alta suscetibilidade em colinas e morros. Do ponto de vista hidrológico, são solos com elevada capacidade de infiltração, essenciais para a recarga dos sistemas de subsuperfície (ABREU; PAULA, 2020).

Conforme Sartori e Genovez (2011), os Neossolos Quartzarênicos pertencem ao Grupo Hidrológico A. Para os autores, os solos deste grupo são caracterizados por alta permeabilidade e elevada capacidade de infiltração, o que permite rápida absorção e transmissividade da água. Eles apresentam baixo potencial de escoamento superficial, mesmo quando saturados, reduzindo, assim, a probabilidade de formação de enxurradas. Texturalmente, esses solos contêm menos de 10% de argila e mais de 90% de areia ou cascalho. Suas propriedades conferem-lhes elevada capacidade de infiltração, contribuindo para a recarga de aquíferos e a atenuação dos impactos do escoamento.

A segunda maior classe de solos mapeada compreende os Argissolos Vermelhos e Amarelos, que se estendem por 19,6% da área drenada. Sua ocorrência é marcante no alto curso, nas porções de relevo de maior declividade. Nas porções do baixo curso, a classe está associada às áreas de maior declividade nas encostas íngremes dos degraus estruturais da Chapada dos Parecis, com cotas altimétricas que variam de 300 a 500 metros.

Figura 29 - SBH do C. Piraputanga: Composição pedológica



Fonte: Elaborado pelo autor

Os Argissolos são constituídos por material mineral e diferenciam-se pela presença de um horizonte B textural, caracterizado por argila de atividade baixa ou alta, associada a uma baixa saturação por bases ou a um caráter alíco. Apresentam

profundidade variável, com drenagem que varia de bem drenada a imperfeita, e textura que vai de arenosa a argilosa no horizonte A e de média a muito argilosa no horizonte B. Devido a essas características, são comumente encontrados em encostas côncavas e plano-inclinadas, em relevos que variam de ondulados a fortemente ondulados. O gradiente textural desses solos facilita o fluxo paralelo ao longo das encostas, o que pode intensificar a erosão laminar (PALMIERI; LARACH, 1995; EMBRAPA, 2018)

De acordo com a classificação hidrológica proposta por Sartori e Genovez (2011), os Argissolos Vermelhos e Amarelos se enquadram no Grupo Hidrológico B. Segundo os autores, os solos do Grupo B possuem capacidade de infiltração moderada. Com composição textural variada, geralmente contêm uma mistura de argila, silte e areia. A presença de argila contribui para a retenção de água, mas não a ponto de restringir severamente a drenagem. Esses solos podem apresentar camadas restritivas que, embora não tão profundas quanto as do Grupo D, restringem a movimentação da água. Em situação de saturação, essas características lhes conferem um potencial de escoamento moderado, tornando o manejo da água um fator importante para evitar problemas de drenagem.

Essas características fazem com que os solos do Grupo B sejam intermediários em termos de capacidade de infiltração e escoamento, apresentando um comportamento que pode variar dependendo das condições específicas.

A terceira classe mapeada corresponde aos Neossolos Flúvicos. Eles estão presentes nas áreas de menor declividade próximas a rios, em relevo plano, com camadas diferenciadas por cor e textura. Apesar do risco de inundação, possuem alta variabilidade física e grande potencial agrícola. Esses solos, derivados de sedimentos aluviais, caracterizam-se pela presença de um horizonte A sobreposto a um horizonte C, com caráter flúvico identificado até 150 cm da superfície (EMBRAPA, 2018).

Conforme os critérios de classificação, os Neossolos Flúvicos enquadram-se no Grupo D. Este grupo apresenta baixa permeabilidade, pois a água se move lentamente devido à alta presença de argila ou a camadas restritivas a menos de 50 cm de profundidade. Quando molhados, grandes volumes de água escorrem pela superfície, aumentando o risco de erosão e alagamentos (SARTORI; GENOVEZ, 2011).

Este solo reflete uma estabilidade ambiental temporária e é essencial para a manutenção da vegetação local. Suas características, como a espessura e o teor de matéria orgânica, são indicadores de funções ecológicas, destacando sua importância na resiliência frente a cheias e no suporte à vegetação (CURCIO *et al.* 2021).

4.1.4 Uso e cobertura da terra.

O levantamento das classes de uso e cobertura da terra (Figura 30) aponta para um equilíbrio relativo entre as áreas de uso antrópico e a cobertura natural remanescente. Localizada em uma área de transição entre os biomas Cerrado e Amazônia, a sub-bacia possui áreas de elevado grau de fragilidade ambiental, dadas às características da classe de solo predominante.

Em seus domínios, foram identificadas nove classes de uso e cobertura. Desse total, quatro correspondem à cobertura natural e a corpos hídricos (Savana Florestada, Formações Justafluviais, Floresta Estacional e Água); quatro se referem aos tipos de uso do solo (Estradas, Vila Agrícola, Pastagem e Pastagem Degradada/Solo Exposto); e uma classe é de transição (Savana Florestada Alterada), caracterizada por mosaicos em processo de regeneração.

Mesmo sob condições pedológicas com severas limitações ao cultivo, as pastagens convencionais ocupam 41,1% da área total da bacia, seguidas pela classe das Savanas Florestadas, das quais restam 30,7%. Se comparado a outras áreas, esse dado pode ser considerado expressivo e ocorre em virtude dos altos custos e riscos envolvidos na formação de pastagens nos domínios dos Neossolos Quartzarênicos.

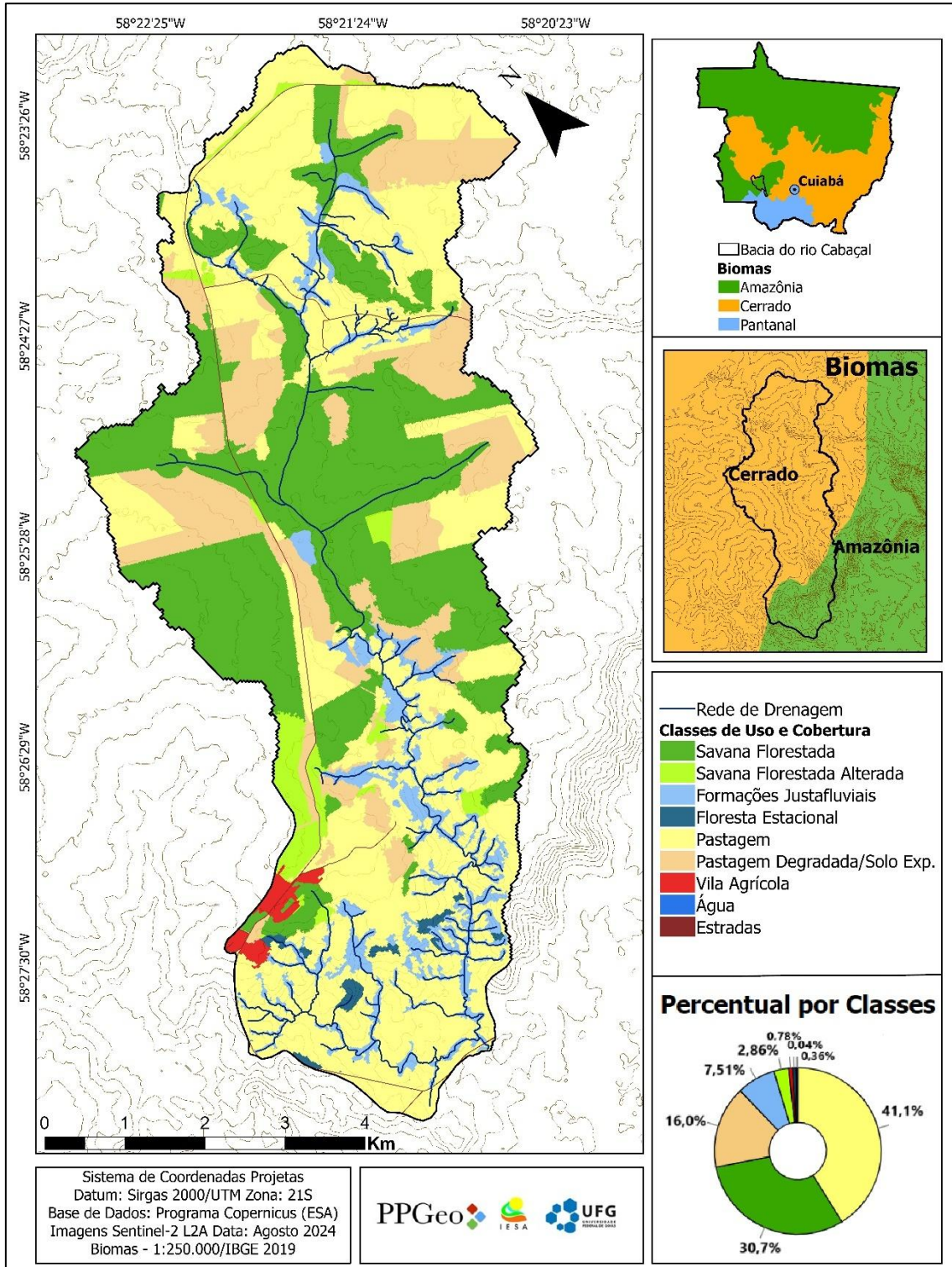
Um reflexo dos desafios impostos à inserção de pastagens pode ser observado na classe “Pastagem Degradada/Solo Exposto”. Esta classe ocupa 16,0% da área da bacia e corresponde a mosaicos onde a formação de pastagens não teve êxito. Isso deu origem a áreas degradadas com elevado grau de exposição do solo, agravando ainda mais o processo em decorrência da perda de solo e da elevação das taxas de albedo.

Outras classes, como as formações justafluviais (7,5%) e as savanas florestadas alteradas (2,9%), juntamente com coberturas mínimas como a vila agrícola e as estradas, também compõem a paisagem. A distribuição dessas classes de uso e cobertura influencia significativamente a dinâmica superficial e subsuperficial da água, com impactos diferenciados no escoamento, na infiltração e no armazenamento hídrico.

As áreas de pastagem, que dominam a paisagem, tendem a ter infiltração moderada. Contudo, o pisoteio excessivo por animais compacta o solo, reduzindo sua porosidade e capacidade de retenção, o que favorece o escoamento superficial e contribui para a erosão. Já as savanas e florestas estacionais desempenham um papel fundamental no controle do ciclo hídrico, proporcionando maior infiltração e recarga de aquíferos devido à cobertura vegetal densa. No entanto, a degradação dessas áreas, representada

pela categoria "Savana Florestada Alterada", reduz a capacidade de infiltração e aumenta o escoamento, potencializando processos erosivos.

Figura 30 - SBH do C. Piraputanga: Classes de uso e cobertura da terra



Fonte: Elaborado pelo autor

As pastagens degradadas e as áreas de solo exposto (16,0%) apresentam o maior impacto negativo, pois favorecem a compactação e a formação de crostas superficiais, o que minimiza a infiltração e intensifica o escoamento. Essas condições levam à redução da capacidade de recarga hídrica e à elevação do risco de assoreamento dos corpos d'água. Por outro lado, as formações justafluviais (7,5%), localizadas próximas a cursos d'água, contribuem para a estabilização das margens. As áreas urbanizadas, como vilas agrícolas (0,8%) e estradas (0,3%), possuem baixa capacidade de infiltração devido à impermeabilização do solo, intensificando o risco de escoamento superficial concentrado.

Portanto, as classes de uso e cobertura da terra influenciam diretamente o potencial de infiltração e escoamento e, conseqüentemente, os valores de CN. Este, por sua vez, é um importante indicador do potencial hídrico na paisagem, apresentando impactos variados que devem ser considerados em estratégias de manejo e conservação, com o objetivo de minimizar os danos ao ciclo hidrológico.

4.1.5 Características hidrológicas dos solos: Curva número (CN).

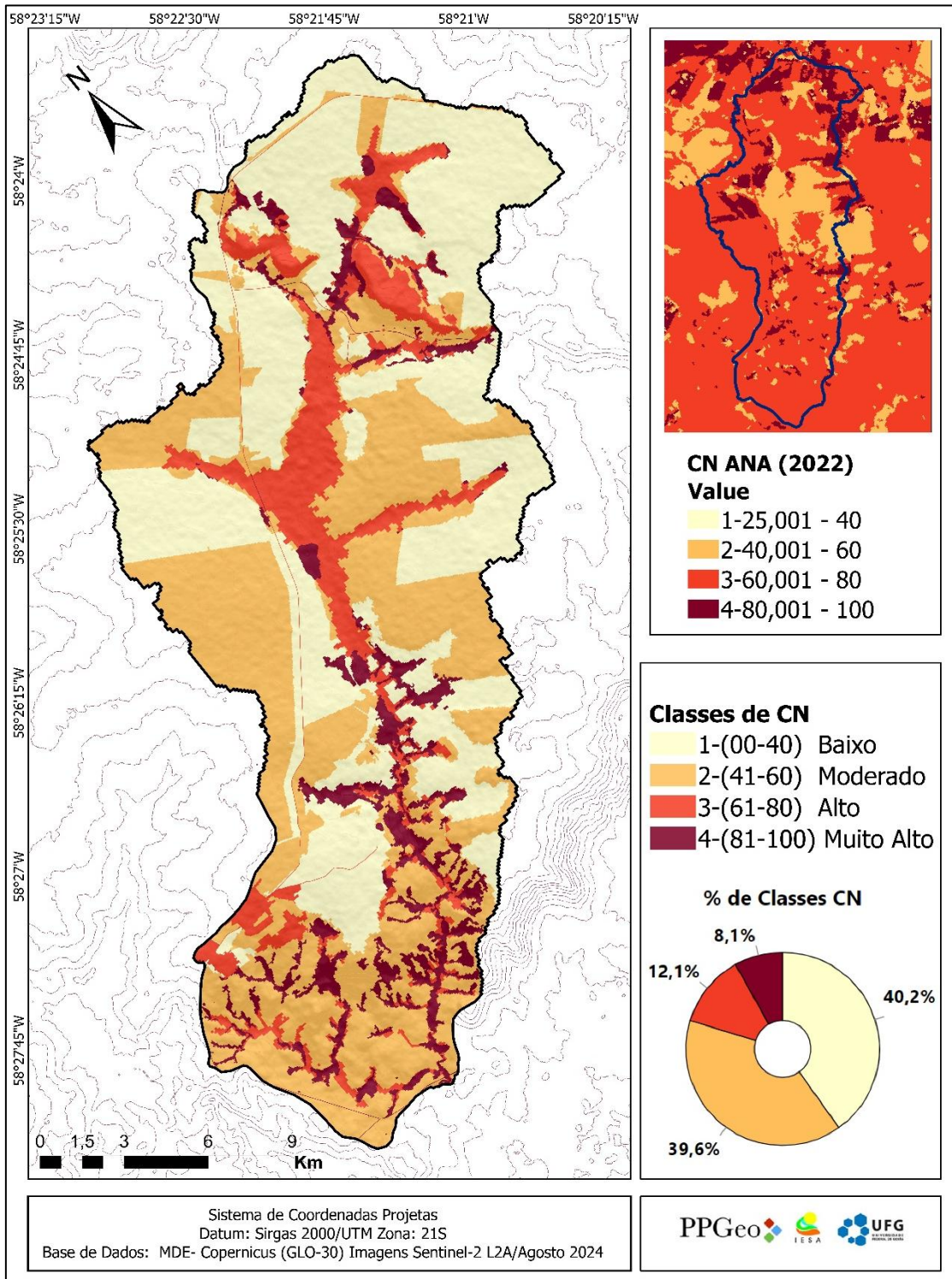
Desenvolvido pelo Soil Conservation Service (SCS) em 1957, o método “Curva-Número” (CN) mantém-se como um importante parâmetro aplicado às análises hidrológicas. Utilizado para estimar o volume de escoamento superficial, o índice varia de 0 a 100, escala na qual valores mais elevados representam menor capacidade de infiltração. Sua finalidade é estimar o escoamento resultante de um evento de chuva, associando-o diretamente às diferentes classes hidrológicas dos solos e aos tipos de uso da terra. Trata-se, portanto, de um importante parâmetro hidrogeomorfológico, voltado à compreensão da dinâmica da água na paisagem.

Esta premissa parte da compreensão de que a distribuição espaço-temporal do fluxo hídrico em uma bacia hidrográfica resulta da interação entre os componentes do ciclo hidrológico.

Nessa dinâmica, observa-se que, após o início da precipitação, há um atraso no aumento do fluxo de água na rede de drenagem. Esse atraso é promovido pela retenção de água na vegetação, nas depressões superficiais e nos diferentes tipos de solo, representando o tempo de resposta intrínseco de cada bacia. Após atingir o pico máximo, o fluxo de água apresenta uma rápida redução, estabilizando-se em uma descarga gradual. Cessado o fluxo superficial, inicia-se o fluxo de base, que é influenciado pela capacidade de infiltração do solo e pelo aumento dos níveis do aquífero (ANA, 2018)

Com base na classificação hidrológica dos solos e no mapa de uso e cobertura de 2024, os dados de CN da sub-bacia foram processados e agrupados em quatro classes, conforme os seguintes intervalos (Figura 31): Classe 1 (CN 0-40): Baixo; Classe 2 (CN 41-60): Moderado; Classe 3 (CN 61-80): Alto; e Classe 4 (CN 81-100): Muito Alto.

Figura 31 - SBH do C. Piraputanga: Classes de Curva Número (CN)



Fonte: Elaborado pelo autor

Conforme o levantamento, constatou-se que a sub-bacia do córrego Piraputanga comporta quatro classes de CN, distribuídas percentualmente de forma equilibrada.

Do ponto de vista hidrogeomorfológico, é possível destacar a prevalência de um equilíbrio relativo entre as classes, considerando que 79,8% da área está sob o domínio de valores de CN que variam de 0 a 60. Isso indica o predomínio de áreas com alta capacidade de infiltração e retenção do escoamento superficial.

Composta predominantemente por Neossolos Quartzarênicos e por percentuais consideráveis de Savana Florestada e pastagens não degradadas, a maior parte da bacia (40,2%) apresenta baixos valores de CN. Por sua vez, a classe de CN moderado corresponde a 39,6% da área. Esses valores, portanto, indicam uma alta capacidade do solo para absorver a água da chuva e retardar o escoamento. Tais características são especialmente positivas para a manutenção da umidade do solo, a elevação dos níveis do lençol freático e a recarga de aquíferos, condições essenciais para a mitigação dos efeitos de estiagens prolongadas

Apesar da predominância de áreas com alta infiltração, a bacia também apresenta uma parcela significativa com CN alto e muito alto (12,1% e 8,1%, respectivamente). Essas áreas estão localizadas predominantemente sobre o domínio dos Neossolos Flúvicos (de baixa infiltração) e Argissolos Vermelho-Amarelos (de permeabilidade moderada). Seus valores de CN são elevados quando associados a pastagens degradadas com solo exposto. Dadas essas características, tais áreas são mais suscetíveis à erosão e ao assoreamento, o que potencializa maiores volumes de escoamento.

Essa configuração da distribuição das classes de CN evidencia, portanto, a sobreposição de elementos socioambientais heterogêneos, com diferentes tipos de uso, solo e cobertura vegetal.

Os dados apontam ainda para a necessidade de manejo específico, a fim de manter ou reverter áreas com elevado CN. Esses resultados podem ser obtidos mediante a proteção das áreas de alta infiltração, por meio da preservação da vegetação nativa e da incorporação de práticas conservacionistas de manejo do solo.

Medidas de manejo específico visam, portanto, manter boas condições de infiltração da água na paisagem, preservando o equilíbrio hidrológico da bacia.

Para a ANA (2018), o escoamento superficial é influenciado pelo arranjo climático, morfológico e pedológico, bem como pelos tipos de uso e cobertura do solo. É importante observar que bacias com grande declividade favorecem um escoamento rápido, enquanto áreas com vegetação regulam o fluxo. Por sua vez, a compactação do

solo e a impermeabilização intensificam o escoamento, ao passo que intervenções como reservatórios e canalizações têm o potencial de alterar significativamente essa dinâmica.

As condições naturais de CN são alteradas à medida que avançam os diferentes tipos de uso da terra. Tais condições alteram a circulação da água na paisagem e podem ser potencializadas por intervenções antrópicas, como o represamento de canais e a drenagem de áreas úmidas.

Observando o potencial de alteração na circulação da água, o presente trabalho buscou identificar, mapear e espacializar esses impactos, discutidos a seguir.

4.1.6 Capacidade de armazenamento e disponibilidade de água no solo STC/CAD.

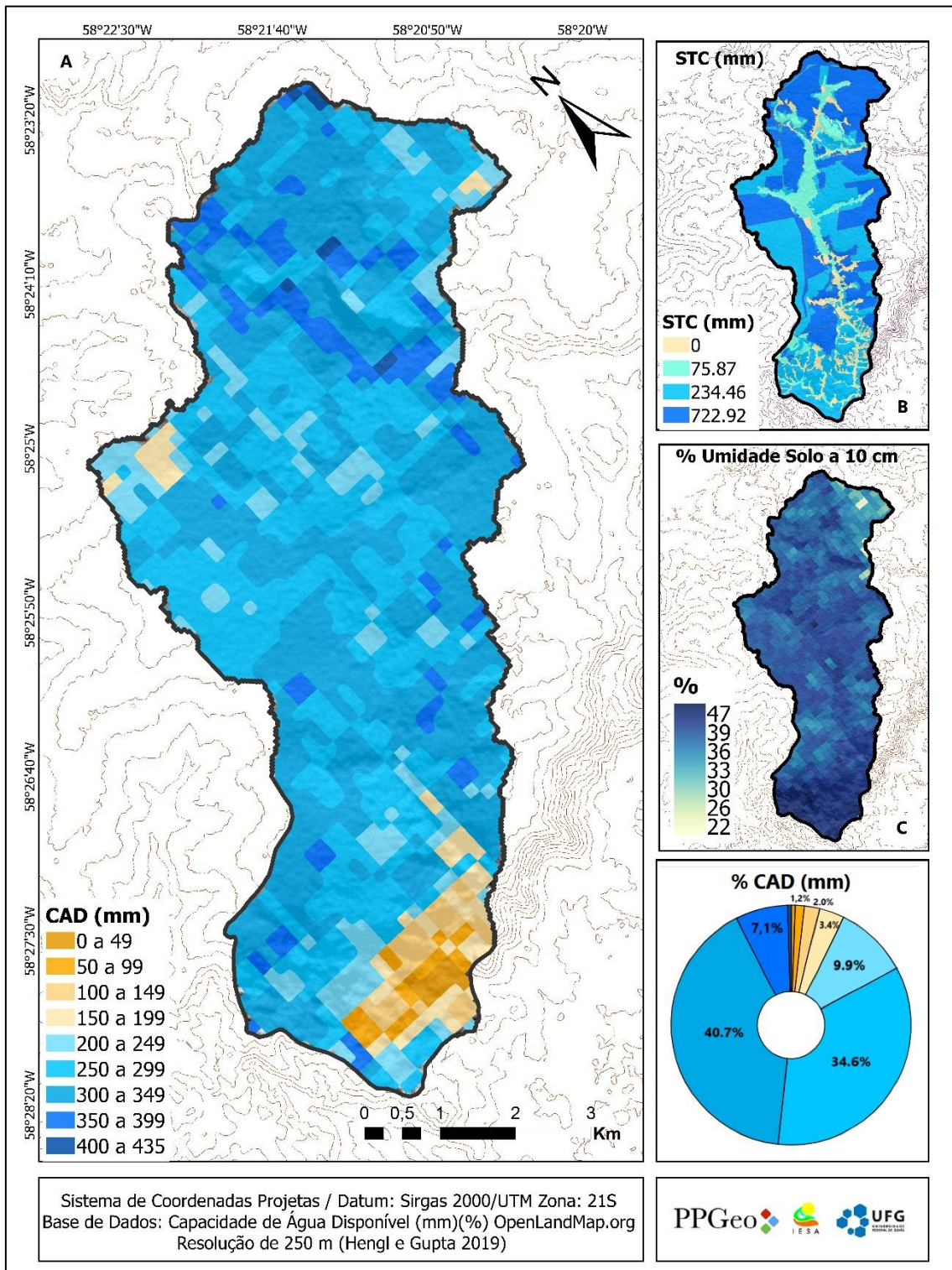
A espacialização das propriedades hidrológicas do solo, representadas pela Capacidade de Água Disponível (CAD) e pela Capacidade Máxima de Armazenamento no solo (STC), desempenha um papel fundamental na compreensão dos padrões hídricos de bacias hidrográficas. Essas propriedades influenciam diretamente os processos de retenção, infiltração e escoamento, controlando a dinâmica hídrica superficial e subsuperficial, bem como o balanço hídrico.

Conforme os dados levantados (Figura 32 a, b, c), a sub-bacia do córrego Piraputanga apresentou índices elevados de CAD, STC e umidade do solo.

Representando a quantidade de água disponível para as plantas entre a Capacidade de Campo (CC) e o Ponto de Murcha Permanente (PMP), a CAD constitui um indicador crítico da capacidade do solo para sustentar a vegetação e influenciar a dinâmica dos fluxos hídricos.

De acordo com os dados (Figura 32 a), observa-se que a maior parte da sub-bacia (cerca de 75%) apresenta valores elevados de CAD, que variam entre 250 e 349 mm. Essas áreas refletem o predomínio dos Neossolos Quartzarênicos, tipicamente profundos. Cabe ainda destacar que os nichos com CAD de até 435 mm estão na porção de alto curso, em áreas planas de transição topográfica entre os Neossolos Quartzarênicos e os Argissolos Vermelhos e Amarelos. A combinação da capacidade de infiltração dos Neossolos com a de retenção dos Argissolos promove maior disponibilidade hídrica.

Figura 32 - SBH do C. Piraputanga: Dados de CAD, STC e umidade do solo.



Fonte: Elaborado pelo autor

Valores elevados de CAD implicam em significativa redução do escoamento superficial, indicando áreas com elevada capacidade de infiltração e retenção de água. Isso resulta em maior recarga dos aquíferos e contribui para a manutenção do fluxo de

base dos canais durante períodos secos, garantindo maior sustentabilidade ao balanço hídrico.

Por outro lado, as áreas com baixa CAD (< 100 mm), embora representem apenas 3,83% da bacia, são altamente vulneráveis. Nessas regiões, a baixa capacidade de retenção limita a infiltração e aumenta o escoamento superficial, o que pode levar a picos de vazão e a um maior assoreamento dos canais.

Quando se considera a STC (Figura 32 b), observa-se que a maior parte da bacia (cerca de 80%) possui valores elevados, entre 234,46 mm e 722,92 mm. A combinação de alta CAD e STC aponta para a elevada capacidade de infiltração dos solos, promovendo maior percolação profunda e recarga de aquíferos. Esses processos são cruciais para manter o equilíbrio hídrico, especialmente na estiagem.

O impacto conjunto da CAD e da STC demonstra indicadores favoráveis à manutenção prolongada de um balanço hídrico positivo. Áreas com alta CAD e STC atuam como "reservatórios naturais", mitigando enchentes e mantendo o fluxo de base. Em oposição, áreas com baixa CAD e STC são mais vulneráveis e exigem práticas de manejo específicas para mitigar seus impactos negativos.

Outro dado que corrobora a elevada capacidade hidrogeomorfológica são os valores de umidade do solo. Conforme a Figura 32 c, a uma profundidade de 10 cm, a bacia é majoritariamente composta por solos com umidade que varia de 30% a 47% (HENGL; GUPTA, 2019).

Em síntese, a análise integrada da CAD, da STC e da umidade do solo revela que a bacia apresenta condições que favorecem a infiltração e a recarga de aquíferos, graças à predominância de áreas com alta capacidade de retenção e armazenamento de água.

4.1.7 Comportamento hidrometeorológico.

Para compreender os padrões hidrometeorológicos e seus reflexos na dinâmica hidrogeomorfológica da bacia, foram coletados e analisados dados hidroclimáticos ao longo de 24 meses. Essa análise possibilitou o cálculo do balanço hídrico, da vazão e da variação do nível freático.

Sendo determinantes no balanço hídrico, os dados climáticos (Tabela 11) apresentaram tendência de elevação das temperaturas máximas ao longo do período analisado. De janeiro de 2023 a setembro de 2024, a temperatura máxima oscilou entre 33,20°C (junho de 2024) e 38,70°C (setembro de 2024). Observou-se que o ano de 2024

apresentou um aumento na temperatura máxima em comparação ao ano anterior, o que indica alterações significativas no padrão climático local, especialmente nos meses de transição entre o inverno e a primavera.

Tabela 11 - SBH do C. Piraputanga: Dados meteorológicos

| Sub-Bacia do Córrego Piraputanga | | | | | | | |
|----------------------------------|------------------|-------|-------|-------------------|-------|-------|-------------------|
| Dados Climáticos | | | | | | | |
| Data | Temperatura (°C) | | | Umidade do Ar (%) | | | Precipitação (mm) |
| | Max | Min | Med | Max | Min | Med | |
| jan/23 | 35.55 | 21.43 | 24.38 | 99.00 | 80.00 | 80.00 | 269.51 |
| fev/23 | 34.58 | 21.33 | 24.21 | 99.00 | 79.00 | 83.00 | 222.46 |
| mar/23 | 34.17 | 16.20 | 24.14 | 99.00 | 82.00 | 84.00 | 372.55 |
| abr/23 | 35.10 | 14.10 | 23.74 | 88.00 | 55.00 | 77.00 | 276.11 |
| mai/23 | 34.70 | 12.20 | 21.60 | 72.00 | 35.00 | 35.00 | 62.70 |
| jun/23 | 33.40 | 5.70 | 19.60 | 99.00 | 32.00 | 72.00 | 7.88 |
| jul/23 | 34.50 | 8.20 | 22.60 | 99.00 | 28.00 | 64.00 | 0.76 |
| ago/23 | 36.90 | 13.00 | 24.50 | 99.00 | 28.00 | 65.00 | 23.11 |
| set/23 | 37.20 | 16.10 | 25.90 | 99.00 | 33.00 | 77.00 | 4.83 |
| out/23 | 37.70 | 18.50 | 26.90 | 99.00 | 35.00 | 75.00 | 34.55 |
| nov/23 | 36.90 | 15.40 | 26.80 | 96.00 | 36.00 | 69.00 | 44.95 |
| dez/23 | 35.80 | 19.50 | 25.50 | 99.00 | 40.00 | 81.00 | 216.40 |
| jan/24 | 34.20 | 16.70 | 24.70 | 99.00 | 44.00 | 89.00 | 325.89 |
| fev/24 | 33.20 | 19.30 | 24.80 | 99.00 | 55.00 | 89.00 | 234.95 |
| mar/24 | 34.40 | 19.70 | 25.10 | 99.00 | 51.00 | 92.00 | 212.87 |
| abr/24 | 33.60 | 19.50 | 25.00 | 99.00 | 55.00 | 93.00 | 262.39 |
| mai/24 | 33.70 | 9.20 | 21.70 | 99.00 | 44.00 | 86.00 | 80.51 |
| jun/24 | 33.20 | 13.10 | 23.10 | 99.00 | 33.00 | 17.00 | 0.00 |
| jul/24 | 36.10 | 8.60 | 21.00 | 99.00 | 25.00 | 47.00 | 0.00 |
| ago/24 | 37.80 | 7.60 | 24.00 | 99.00 | 19.00 | 50.00 | 4.73 |
| set/24 | 38.70 | 11.50 | 24.50 | 99.00 | 18.00 | 45.00 | 30.66 |
| out/24 | 38.30 | 17.60 | 24.30 | 99.00 | 30.00 | 63.00 | 116.10 |
| nov/24 | 33.90 | 17.40 | 25.33 | 99.00 | 49.00 | 77.00 | 359.60 |
| dez/24 | 33.50 | 18.80 | 24.50 | 99.00 | 54.00 | 96.00 | 340.20 |

Fonte: Elaborado pelo autor

As temperaturas mínimas também variaram significativamente. No período de 2023, o menor valor registrado foi de 5,70°C (junho), enquanto em 2024, a temperatura mínima foi de 7,60°C (agosto). Essa elevação pode indicar uma diminuição da amplitude térmica, especialmente no período seco.

As temperaturas médias variaram entre 19,60°C (junho de 2023) e 26,90°C (outubro de 2023) no primeiro ano, e entre 21,00°C (julho de 2024) e 25,33°C (novembro

de 2024) no segundo, reforçando a tendência de elevação da temperatura ao longo do período analisado.

Essa diferença entre os anos também pode ser observada na umidade relativa do ar. Destaca-se que a umidade máxima se manteve constante em 99%, sugerindo a manutenção das condições de saturação durante os períodos chuvosos. Contudo, os dados de umidade mínima apontam para uma queda acentuada em 2024. No primeiro ano, os menores valores variaram entre 28% e 82%; já no segundo, foi registrada uma mínima de apenas 18% (setembro de 2024). Esses dados são reforçados pelas médias mensais, que seguiram uma tendência de redução, indicando mudanças na dinâmica atmosférica.

Refletindo a dinâmica atmosférica, os dados da precipitação acumulada também variaram consideravelmente. No primeiro período, os meses mais chuvosos foram março de 2023 (372,55 mm) e janeiro de 2024 (325,89 mm). No segundo, a maior pluviosidade concentrou-se em novembro (359,60 mm) e dezembro de 2024 (340,20 mm). Além disso, o ano de 2024 apresentou uma estiagem mais acentuada, com junho e julho registrando 0 mm de precipitação, em contraste com os 7,88 mm e 0,76 mm registrados nos mesmos meses de 2023.

Em síntese, os dados indicam a atuação de dois regimes climáticos distintos no período analisado, caracterizados pelo aumento das temperaturas e pela redução da umidade relativa do ar. Isso culminou em um inverno mais quente e seco em 2024, com precipitação concentrada nos últimos meses do ano, o que impactou diretamente o regime hidrológico e a dinâmica do balanço hídrico.

4.1.7.1 Balanço hídrico, vazão e variação do nível freático.

A fim de compreender as respostas provenientes das interações entre os componentes ambientais e hidrogeomorfológicos, os dados meteorológicos foram processados para o cálculo do balanço hídrico, utilizando como referência a capacidade total de armazenamento de água no solo (STC). O balanço hídrico resultante foi, por sua vez, associado à dinâmica do deflúvio anual, representada pela vazão média diária e pela variação do nível freático.

A análise comparativa dos dados do balanço hídrico entre 2023 e 2024 (Tabela 12) revela diferenças significativas nos padrões de precipitação, evaporação, armazenamento, excesso e déficit anual. Essas variações refletem-se diretamente na

dinâmica da vazão média diária e na variação sazonal do nível freático dos sistemas de aquífero.

Refletindo as variações meteorológicas, que apresentaram um índice pluviométrico 28,13% superior em 2024, os dados do balanço hídrico e da vazão apresentaram variações significativas.

Os dados de evaporação real (AET) mantiveram-se relativamente estáveis, com uma leve redução (1,57%) em 2024. Essa diferença pode estar associada ao período de estiagem severa e às temperaturas mínimas mais baixas.

Como reflexo direto das propriedades lito-pedológicas da área, observa-se na dinâmica de armazenamento (ST) que em 2024 (2.250,80 mm) houve um aumento de 21,89% no volume total armazenado em relação a 2023 (1.846,59 mm). Isso indica que os solos e os sistemas litológicos foram capazes de reter um maior volume de água.

Tabela 12 - SBH do C. Piraputanga: Balanço hídrico

| Período | Precipitação (mm) | | Evap. Real (AET) | | Armazenamento (ST) | | Excesso (Q(t)) | | Déficit (mm) | |
|--------------|-------------------|---------------|------------------|----------------|--------------------|----------------|----------------|---------------|----------------|---------------|
| | 2023 | 2024 | 2023 | 2024 | 2023 | 2024 | 2023 | 2024 | 2023 | 2024 |
| jan | 269.51 | 325.89 | 106.99 | 109.14 | 269.99 | 269.99 | 32.53 | 128.76 | 0.00 | 0.00 |
| fev | 222.46 | 234.95 | 100.90 | 104.66 | 269.99 | 269.99 | 121.56 | 130.29 | 0.00 | 0.00 |
| mar | 372.55 | 212.87 | 93.95 | 99.72 | 269.99 | 269.99 | 278.60 | 113.15 | 0.00 | 0.00 |
| abr | 276.11 | 262.39 | 85.29 | 92.22 | 269.99 | 269.99 | 190.82 | 170.17 | 0.00 | 0.00 |
| mai | 62.7 | 80.51 | 70.17 | 70.61 | 255.99 | 269.99 | 6.52 | 9.90 | 0.00 | 0.00 |
| jun | 7.88 | 0 | 60.00 | 74.54 | 203.12 | 195.45 | 0.75 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| jul | 0.76 | 0 | 73.17 | 66.26 | 130.64 | 129.20 | 0.08 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| ago | 23.11 | 4.73 | 86.64 | 84.00 | 64.66 | 49.43 | 2.45 | 0.50 | 0.00 | 0.00 |
| set | 4.83 | 30.66 | 101.31 | 92.89 | 23.23 | 11.99 | 0.51 | 3.25 | -55.56 | -28.03 |
| out | 34.55 | 116.1 | 115.71 | 98.48 | 7.30 | 17.31 | 3.66 | 12.29 | -68.89 | 0.00 |
| nov | 44.95 | 359.6 | 120.46 | 111.34 | 2.17 | 227.49 | 4.76 | 38.08 | -75.14 | 0.00 |
| dez | 216.4 | 340.2 | 116.13 | 109.15 | 79.52 | 269.99 | 22.92 | 188.55 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 1535.81 | 1967.9 | 1130.72 | 1112.99 | 1846.59 | 2250.80 | 665.16 | 794.95 | -199.59 | -28.03 |

Fonte: Elaborado pelo autor

Tabela 13 - SBH do C. Piraputanga: Vazão e variação do nível freático

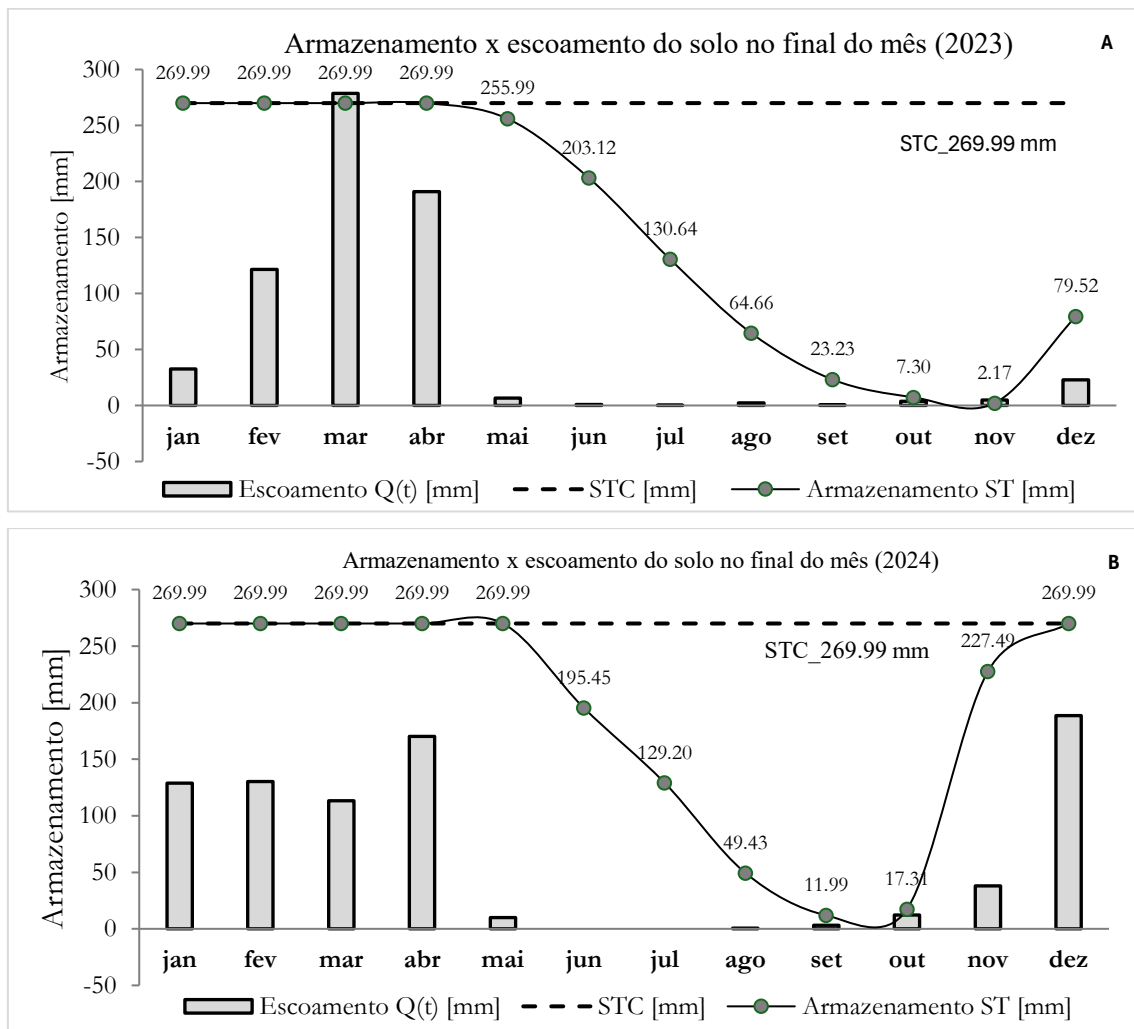
| Período | Vazão(m³/d) | | Nível Freático (m) | |
|--------------|-----------------|-----------------|--------------------|----------|
| | 2023 | 2024 | 2023 | 2024 |
| jan | 116.89 | 64.59 | -103.01 | -105.20 |
| fev | 103.88 | 80.03 | -103.00 | -105.48 |
| mar | 138.52 | 123.20 | -103.00 | -105.20 |
| abr | 113.07 | 101.95 | -103.00 | -104.65 |
| mai | 92.22 | 89.36 | -103.00 | -104.85 |
| jun | 74.98 | 60.22 | -104.05 | -105.14 |
| jul | 67.35 | 54.99 | -104.19 | -105.33 |
| ago | 83.02 | 49.73 | -104.55 | -105.68 |
| set | 53.05 | 45.82 | -106.60 | -105.72 |
| out | 47.64 | 48.48 | -105.13 | -105.55 |
| nov | 84.48 | 101.57 | -105.20 | -105.44 |
| dez | 138.45 | 115.14 | -105.20 | -105.18 |
| Total | 33870.45 | 28442.43 | - | - |

Fonte: Elaborado pelo autor

A dinâmica de armazenamento de água no solo (ST) entre 2023 e 2024 (Figura 33 a, b) indica que, embora os níveis máximos tenham persistido até abril em ambos os períodos, o declínio iniciado em maio foi mais acentuado em 2023, culminando com um armazenamento de apenas 7,30 mm em outubro. Em contrapartida, 2024 exibiu um declínio gradual, atingindo um mínimo de 11,99 mm em setembro, seguido de rápida recuperação (269,99 mm) em dezembro.

O ano de 2023 foi um ano marcado por taxas de armazenamento significativamente inferiores, em contraste com 2024, que apresentou uma recuperação da umidade do solo mais eficiente, dado o menor déficit hídrico.

Figura 33 - SBH do C. Piraputanga: Armazenamento x Escoamento 2023 2024



Fonte: Elaborado pelo autor

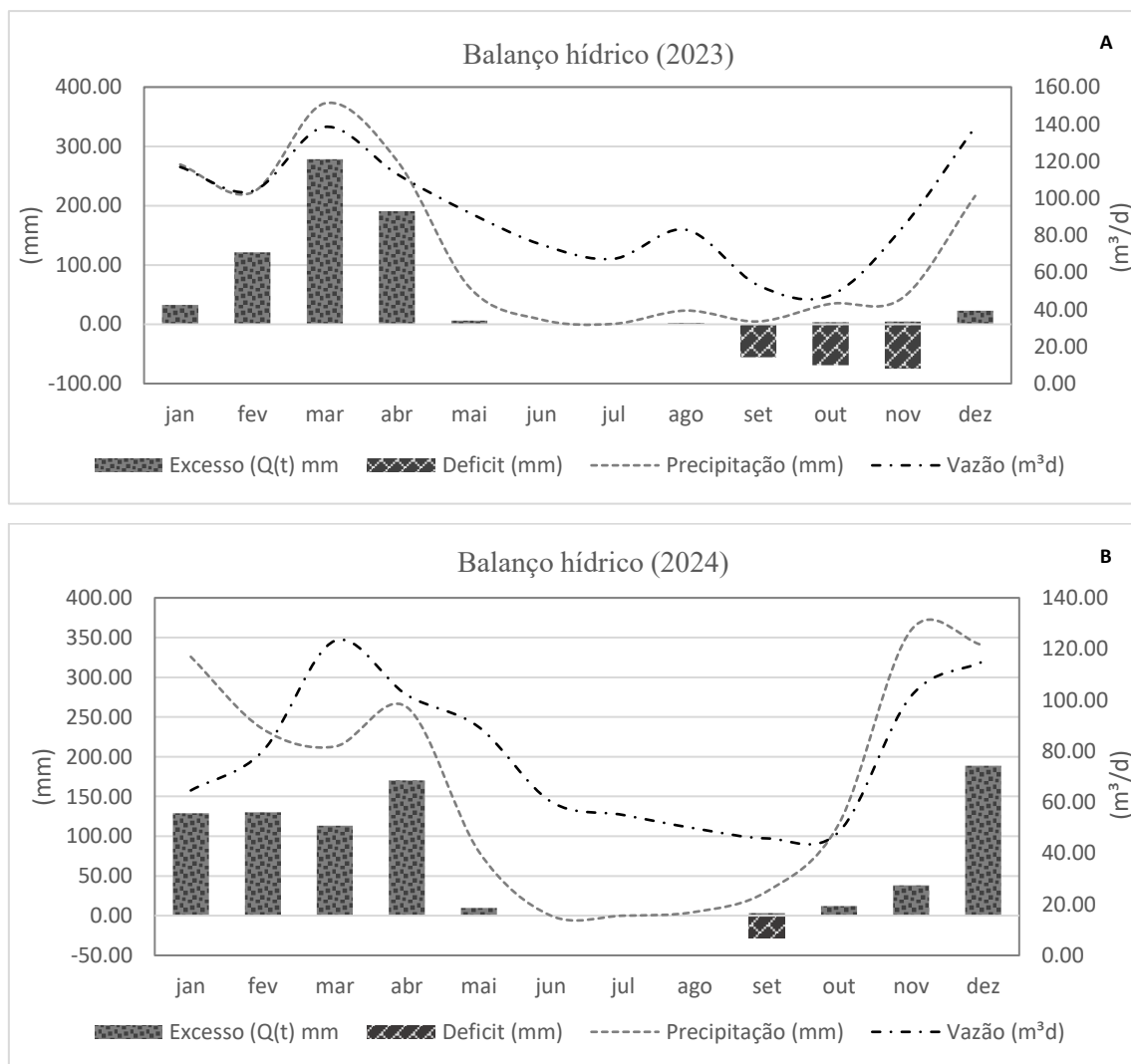
Associado à dinâmica atmosférica e à capacidade de armazenamento de água no solo, o balanço hídrico — representado pela dinâmica de excesso e déficit (Figura 34 a, b) — aponta 2023 como o ano de maior déficit hídrico anual. Nesse período, os primeiros

meses registraram chuvas substanciais, o que levou ao aumento das taxas de escoamento. Contudo, houve um declínio acentuado com a redução das chuvas a partir de maio, resultando em déficits pronunciados durante a estação seca.

Em contraste, o ano de 2024 apresentou uma distribuição de chuva mais equilibrada, com déficits reduzidos e níveis mais consistentes de umidade do solo, apesar da baixa precipitação registrada de junho a agosto.

Relacionada às variações do balanço hídrico anual, a vazão em 2023 apresentou seu nível máximo em março (138,52 m³/dia) e o mínimo em outubro (47,64 m³/dia), representando uma redução de 65,61%. O ano de 2024, com um intervalo menor entre a máxima (123,20 m³/dia em março) e a mínima (45,82 m³/dia em setembro), também registrou uma variação percentual ligeiramente menor, com redução de 62,81%.

Figura 34 - SBH do C. Piraputanga: Balanço hídrico 2023 2024.



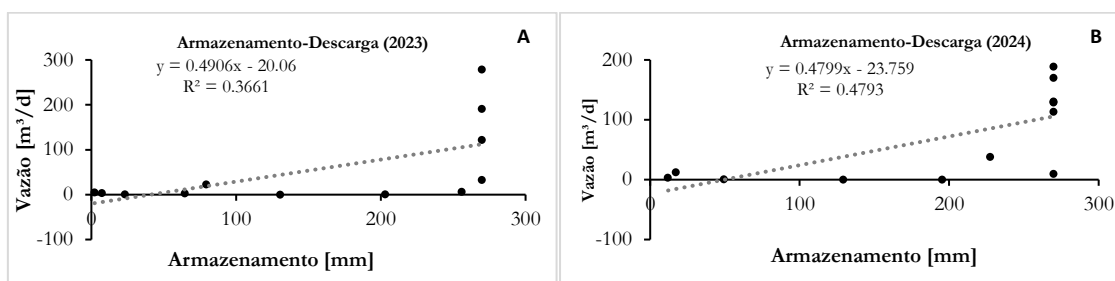
Fonte: Elaborado pelo autor

Considerando a média das vazões diárias, é possível constatar que 2024 (77,92 m³/dia), mesmo com um déficit hídrico menor, registrou uma vazão média diária inferior à de 2023 (92,80 m³/dia).

Aparentemente contraditório, este dado pode ser consequência das taxas de armazenamento, que foram 21,89% maiores em 2024.

Conforme os dados (Figura 35 a, b), a bacia apresenta um Coeficiente de Determinação (R²) entre 0,366 e 0,479, indicando que aproximadamente 42% da variação na vazão pode ser explicada pelas mudanças no armazenamento, sugerindo que maiores níveis de retenção não se refletem de imediato nos níveis de vazão e apontando para a influência de outros fatores.

Figura 35 - SBH do C. Piraputanga: Correlação Armazenamento x Vazão



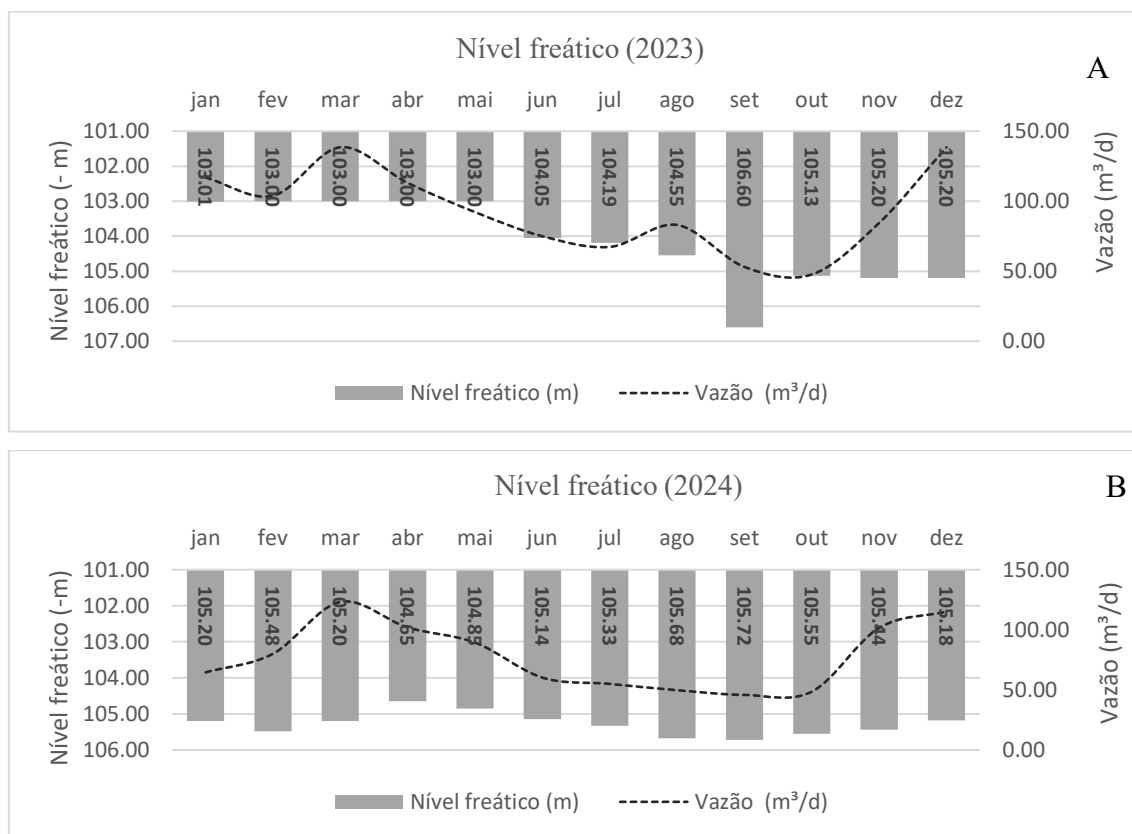
Fonte: Elaborado pelo autor

Por outro lado, os dados evidenciam uma elevada capacidade de armazenamento de água nos sistemas de subsuperfície, com distribuição gradual ao longo do período de estiagem, conforme (Figura 36a, b). Essa capacidade de retenção também é observada nos dados da variação do nível freático. O gráfico evidencia a estabilidade do nível, com rebaixamento progressivo à medida que avançam os meses de estiagem e elevação na retomada da precipitação.

O período analisado aponta para um rebaixamento progressivo de 2023 a 2024. No primeiro ano, foram observadas variações mais acentuadas entre o nível máximo (103,00 m) e o mínimo (106,60 m), totalizando um rebaixamento de 3,60 metros em 2023 e 1,07 metro em 2024.

Com uma amplitude significativamente menor entre os níveis máximo e mínimo, o ano de 2024 manteve o nível freático estável, contudo, abaixo da máxima observada em 2023. Essa constatação reflete os dados de maior armazenamento e menor vazão observados no segundo período, indicando uma maior reposição hídrica dos sistemas de subsuperfície. Tal condição contribui para a estabilidade da vazão nos meses de estiagem, atenuando seus efeitos e promovendo o equilíbrio do fluxo sazonal.

Figura 36 - SBH do C. Pirapatanga: variação do nível freático x vazão



Fonte: Elaborado pelo autor

Os dados, portanto, refletem a alta capacidade de armazenamento total de água (STC), de água disponível (CAD) e de umidade do solo da bacia. Essa característica converge para um balanço hídrico anual positivo, o que mantém os canais fluviais perenes, com variação sazonal de fluxo de baixa a moderada.

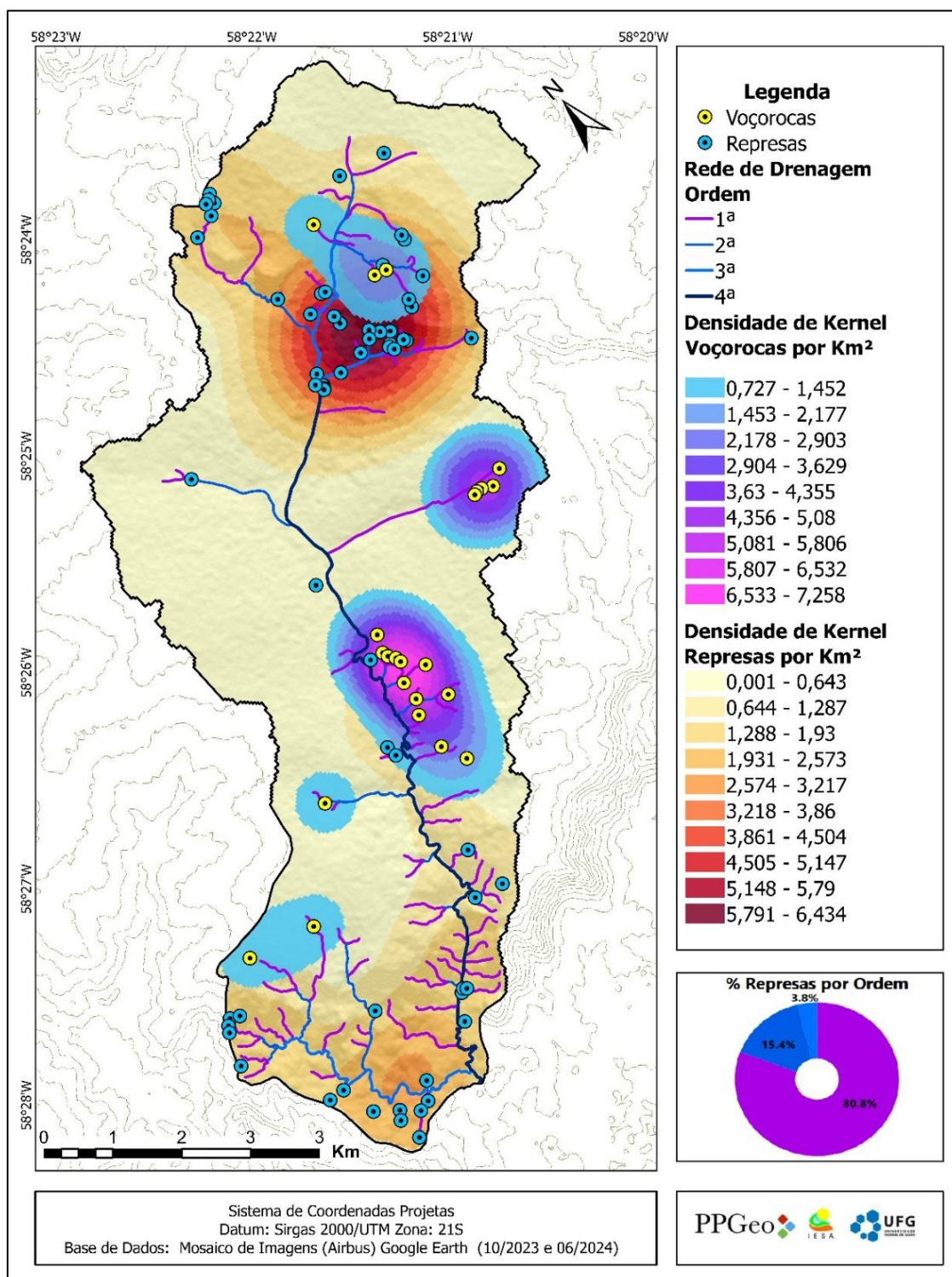
4.1.8 Impactos diretos da intervenção antrópica na dinâmica Hidrológica.

Para identificar o impacto das alterações antrópicas na dinâmica hidrológica, foram levantadas as principais modificações morfológicas que alteram o escoamento superficial da rede de drenagem.

Conforme levantamento (Figura 37), foi possível identificar dois grupos principais de intervenções, as voçorocas e as represas.

Caracterizadas como um fenômeno indireto, desencadeado pela intervenção humana em solos com elevado percentual de areia e silte, as voçorocas representam feições erosivas de grandes proporções, com impacto direto sobre a dinâmica hidrológica e são o principal fator de assoreamento dos leitos fluviais mapeados no estudo.

Figura 37 - SBH do C. Piraputanga: Levantamento de impactos diretos



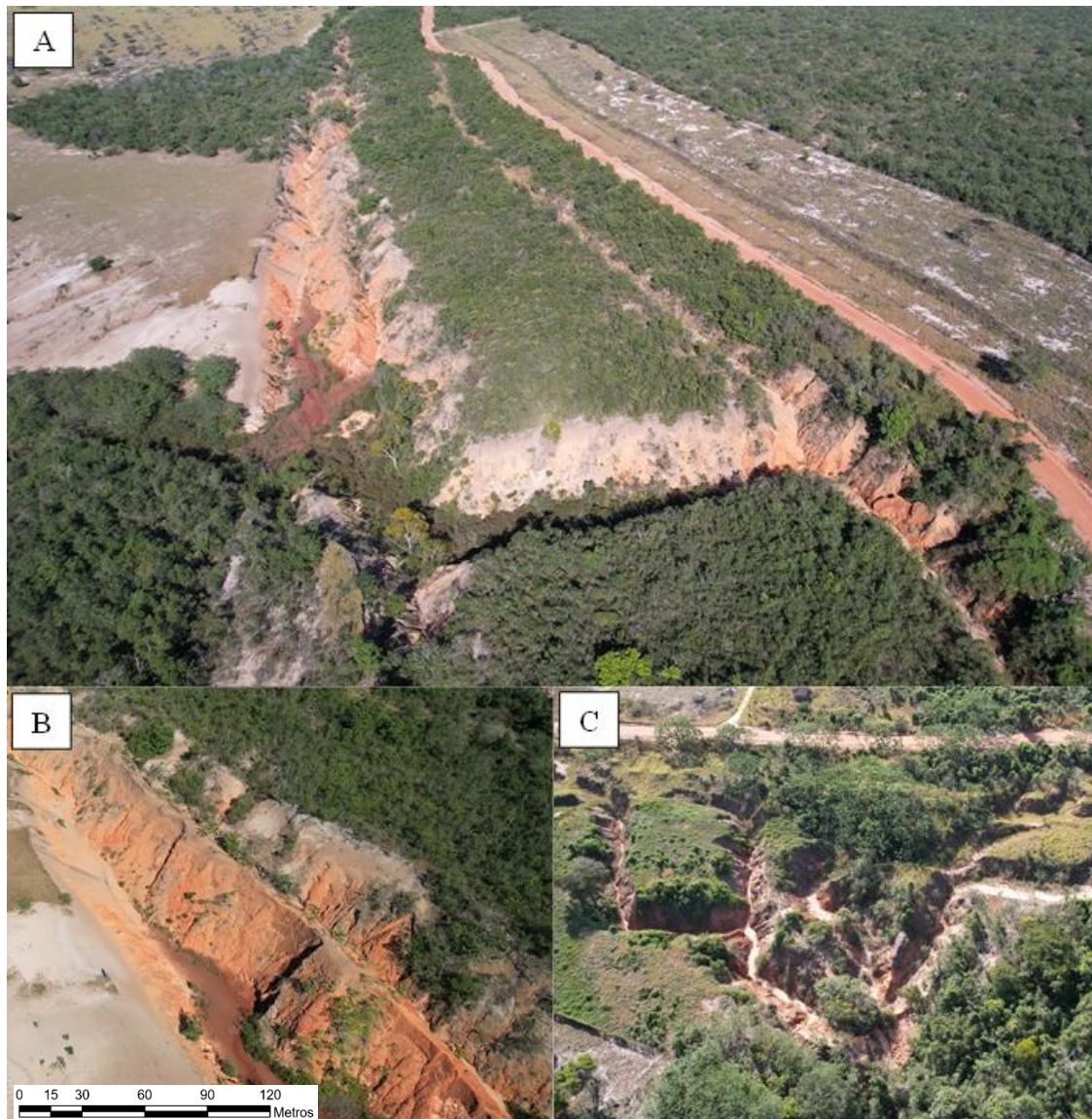
Fonte: Elaborado pelo autor

Por sua vez, as represas representam alterações antrópicas diretas, caracterizadas como feições artificiais construídas com a finalidade de reter o fluxo de canais fluviais, armazenar água proveniente do escoamento superficial ou obter água mediante a escavação de áreas úmidas.

Conforme os dados (Figura 37), foram mapeadas 23 voçorocas (Figura 38 a, b, c), com áreas que variam entre 572,0 m² e 105.110,73 m². Somadas, essas feições representam 247.197,27 m² da área da bacia.

Com grande capacidade de gerar sedimentos, as voçorocas constituem o principal fator de assoreamento. Dadas as suas proporções, a maioria das feições mapeadas é marcada pela exposição do lençol freático (Figura 38 a, b), pela dissecação de vertentes e pela descaracterização completa de nascentes e áreas úmidas.

Figura 38 - SBH do C. Piraputanga: Erosão por voçorocas



Fonte: O autor (2023).

As voçorocas, distribuídas nos 45,94 km² da sub-bacia, apresentam uma densidade total de 0,5 feições por km². Embora essa densidade total possa ser considerada de baixo

impacto, sua distribuição na paisagem ocorre em padrões concentrados nas áreas de cabeceira, sob o domínio de Neossolos Quartzarênicos.

Conforme o mapeamento e disposição da densidade de Kernel, foi possível identificar cinco áreas de ocorrência, onde a concentração de voçorocas por km² varia de 0,77 a 7,25.

Das cinco áreas com maior concentração, três apresentam densidade superior a 1,45 por km², e duas delas (distribuídas ao longo do médio curso) possuem densidade superior a 2,17 feições por km². Este é um dado expressivo, que reflete as vulnerabilidades morfopedológicas da área frente ao uso centrado na atividade pecuária.

Diferentemente das voçorocas, que se desenvolvem a partir da intervenção antrópica em desconformidade com as características morfopedológicas, as represas constituem feições artificiais com a finalidade de reter água. Nesses casos, dado o predomínio da pecuária, a finalidade principal consiste na dessedentação animal.

Com o objetivo de reservar água, as represas são construídas, em sua maioria, em vertentes, áreas úmidas (Figura 39 c), nascentes (Figura 39 a) e até mesmo no leito de canais (Figura 39 b). Conforme o levantamento, na sub-bacia foram mapeadas 64 represas de diferentes formas e dimensões, que variam de 17,8 m² a 2.176,00 m² e totalizam 20.208,34 m² de área.

Figura 39 - SBH do C. Piraputanga: Represas em canais de 1ª ordem



Fonte: O autor (2023).

Conforme a densidade de Kernel, as represas estão concentradas principalmente nas porções de alto e baixo curso, nos domínios dos Argissolos Vermelho-Amarelos e do embasamento com baixa porosidade primária (0 a 15%), apresentando densidades que variam de 2,47 a 6,43 represas por km².

Considerando o Índice de Umidade Topográfica (TWI), constata-se que todas as 64 represas estão localizadas em áreas consideradas úmidas, sendo que 40,63% (26) situam-se sobre o leito de canais fluviais. Desse total, 80,8% das represas estão em canais de 1ª ordem, 15,4% em canais de 2ª ordem e 3,8% em canais de 3ª ordem.

Como observado, a maioria das represas está localizada nos sistemas de cabeceiras, caracterizados pelos canais de primeira e segunda ordem. Este é um domínio essencial para a manutenção da dinâmica de recarga dos aquíferos e do escoamento superficial.

Para avaliar os possíveis impactos das represas sobre a dinâmica das águas superficiais, foi implementado o monitoramento de uma delas, localizada sobre a formação geológica predominante na bacia, incluindo o acompanhamento do nível freático.

Localizada no domínio da Formação Utariti (grupo hidrogeológico granular fissural) e sobreposta por Neossolos Quartzarênicos, a represa apresentou balanço hidrodinâmico com volumes de saída superiores aos de entrada (Tabela 14).

Tabela 14 - SBH do C. Piraputanga: Dinâmica de circulação d'água em repesas

| Mês | Precipitação (mm) | Entrada(m³/d) | Saída (m³/d) | Nível Freático |
|------------|--------------------------|----------------------|---------------------|-----------------------|
| jan/23 | 269.51 | 6.64 | 11.19 | -103.01 |
| fev/23 | 222.46 | 6.01 | 10.14 | -103.00 |
| mar/23 | 372.55 | 6.07 | 9.95 | -103.00 |
| abr/23 | 276.11 | 7.03 | 11.97 | -103.00 |
| mai/23 | 62.7 | 4.53 | 7.61 | -103.00 |
| jun/23 | 7.88 | 3.71 | 5.92 | -104.05 |
| jul/23 | 0.76 | 3.54 | 5.69 | -104.19 |
| ago/23 | 23.11 | 4.37 | 7.07 | -104.55 |
| set/23 | 4.83 | 2.69 | 4.21 | -106.60 |
| out/23 | 34.55 | 3.55 | 5.75 | -105.13 |
| nov/23 | 44.95 | 4.06 | 6.66 | -105.20 |
| dez/23 | 216.4 | 7.96 | 13.29 | -105.20 |
| jan/24 | 325.89 | 7.84 | 13.06 | -105.20 |
| fev/24 | 234.95 | 5.84 | 9.88 | -105.48 |
| mar/24 | 212.87 | 6.65 | 11.19 | -105.20 |
| abr/24 | 262.39 | 6.93 | 11.66 | -104.65 |
| mai/24 | 80.51 | 4.46 | 7.45 | -104.85 |
| jun/24 | 0 | 3.23 | 5.08 | -105.14 |
| jul/24 | 0 | 3.10 | 5.05 | -105.33 |
| ago/24 | 4.73 | 3.01 | 4.98 | -105.68 |
| set/24 | 30.66 | 2.98 | 4.85 | -105.72 |

| | | | | |
|--------------|---------------|-------------|-------------|----------------|
| out/24 | 116.1 | 3.00 | 5.01 | -105.55 |
| nov/24 | 359.6 | 5.85 | 8.21 | -105.44 |
| dez/24 | 340.2 | 5.80 | 8.23 | -105.18 |
| Média | 145.99 | 4.95 | 8.09 | -104.72 |

Fonte: Elaborada pelo autor

Com uma área total de 921,89 m², a represa está localizada a aproximadamente 500 metros da nascente principal, sobre o segmento inicial de um canal de primeira ordem. Sua hidrodinâmica variou sazonalmente de acordo com a intensidade da precipitação.

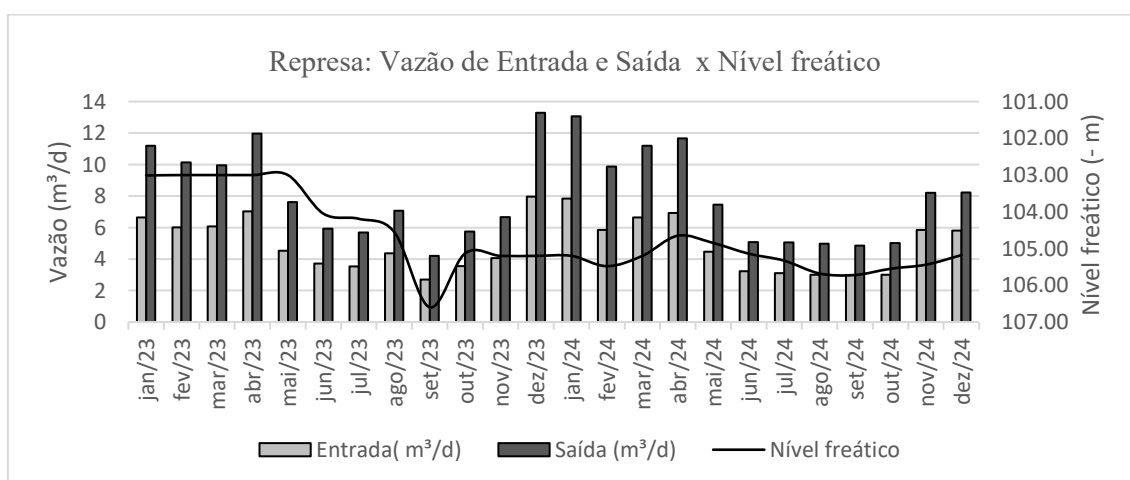
Com média de entradas de 4,95 m³/dia e saídas de 8,09 m³/dia, o balanço hidrodinâmico diverge do princípio retentivo esperado para represas, apresentando um fluxo de saída aproximadamente 63,43% superior ao de entrada.

Constata-se aqui o que foi apontado por Brunner, Simmons e Cook (2009). Para os autores, a geometria tridimensional de lagos circulares implica em menor acúmulo de água subterrânea sob o corpo d'água, tornando-os mais propensos à desconexão com o aquífero em comparação com rios.

Isso sugere que a represa (de formato tridimensional) acelera os processos de exfiltração da água. Nesse caso, ela drena mais do que retém o fluxo, o que justifica o incremento de 63,43% na vazão de saída.

Com diferenças sutis, essa interação também pode ser observada quando se correlaciona o balanço de fluxos com a precipitação e a variação do nível freático (Figuras 40)

Figura 40 - SBH do C. Piraputanga: Represas, vazão de entrada e saída x nível freático

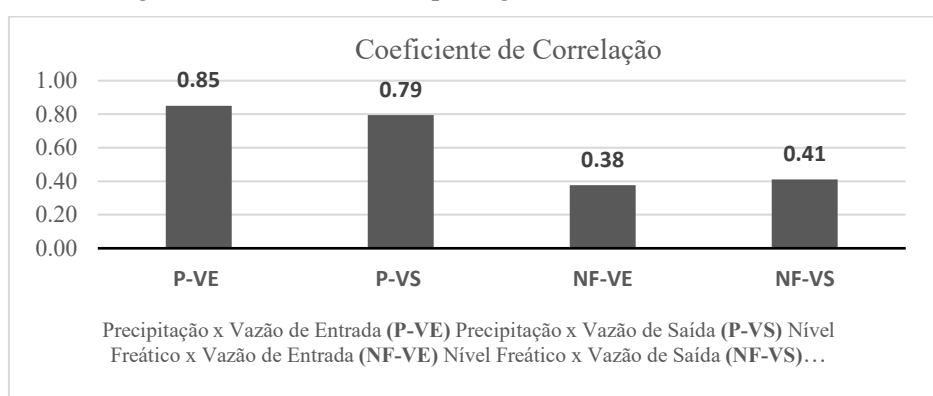


Fonte: elaborada pelo autor

A análise das variações de vazão de entrada e saída revela uma forte correlação com a precipitação (P-VE 0,85 e P-VS 0,79). (Figura 41). Cabe destacar que a vazão de saída apresenta menor relação com a precipitação do que a de entrada, indicando que outros fatores contribuem para o aumento de seu volume.

Embora positiva, a correlação entre as vazões e o nível freático é de fraca a moderada (NF-VE 0,38 e NF-VS 0,41). Essa correlação aponta para o sentido inverso da observada com a precipitação, sugerindo que a variação no nível freático influencia mais a vazão de saída do que a de entrada.

Figura 41 - SBH do C. Piraputanga: Coeficiente de Correlação



Fonte: elaborada pelo autor

Desta forma, os dados evidenciam que o aumento da vazão de saída está associado à dinâmica de subsuperfície, determinada pela variação do nível freático.

Diante dos dados, constata-se que, sob as condições lito-pedológicas observadas, as represas podem alterar significativamente a dinâmica sazonal de deflúvio nos sistemas de cabeceira. Isso ocorre por aumentarem o fluxo a jusante, acelerando a retirada de água da zona ripária por meio do escoamento direto.

Observa-se que, apesar do uso e ocupação equilibrados, os impactos diretos e indiretos sobre a rede de drenagem, provocados por voçorocas e represas, representam uma ameaça direta à estabilidade da dinâmica natural do escoamento superficial.

4.2 Sub-bacia do Córrego Cachoeirinha: Características hidrogeológicas, geomorfológicas, pedológicas meteorológicas e hidrológicas.

4.2.1 Contexto geológico e hidrogeológico.

Partindo do entendimento de que o comportamento hidrológico de uma área é consequência da interação entre os componentes ambientais, a pesquisa propõe-se a

analisar diferentes sistemas, a fim de identificar padrões de respostas que permitam avaliar as potencialidades e fragilidades de cada um.

Desta forma, a análise da composição geológica da sub-bacia do córrego Cachoeirinha evidencia que toda a sua área está situada sob o domínio de formações cristalinas, em um contexto tectônico do Cráton Amazônico. Em seus domínios, foram identificados 62 lineamentos tectônicos (Figura 42), com extensão total de 41.236,89 metros. As direções predominantes são Sudeste (SE), com 31,25% das ocorrências, seguida por Sul-Sudeste (SSE), com 18,75%, e Leste-Sudeste (ESE), com 17,86%, indicando uma forte tendência no sentido leste e sudeste.

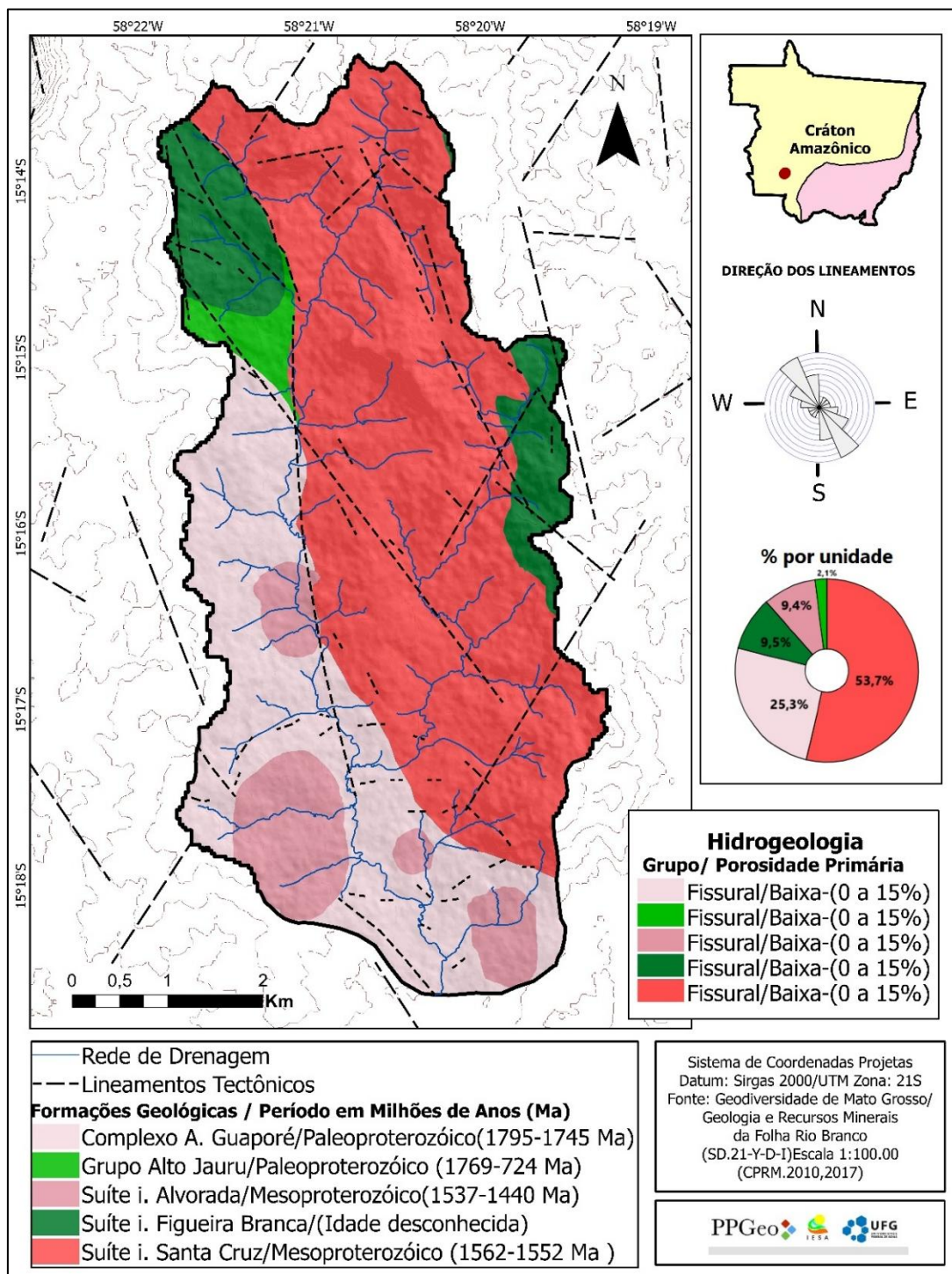
Localizada no alto curso da bacia do rio Bugres, a sub-bacia do córrego Cachoeirinha possui cinco formações geológicas de mesma característica lito-hidrogeológica, compreendendo uma área 100% sob domínio litológico fissural de baixa porosidade (0 a 15%), conforme levantamento na escala de 1:100.000 do Serviço Geológico do Brasil (2017).

Dentre as formações, a Suíte Intrusiva Santa Cruz é a predominante, ocupando 53,67% da área da bacia. Ela se estende no sentido latitudinal norte-sul, do alto ao baixo curso, na porção centro-leste. Conforme Franco *et al.* (2024), ela pode ser descrita como um corpo batolítico com direção NNW, caracterizado por duas fácies petrográficas principais e com idade de cristalização entre 1587 e 1549 Ma.

O Complexo Alto Guaporé compõe o segundo maior domínio geológico, estendendo-se por 25,33% da área. Consiste em uma unidade de ortognaisses que intrudiram sequências do Grupo Alto Jauru. Os gnaisses foram metamorfoseados durante a Orogenia Cachoeirinha (cerca de 1,51 bilhão de anos) ou redefinidos durante a Orogenia Sunsás (1,25–1,00 bilhão de anos). A unidade é, portanto, composta por rochas de natureza subalcalina, cálcio-alcalina e peraluminosa, geradas em ambiente de arcos vulcânicos (BETTENCOURT *et al.* 2010; FRANCO *et al.* 2024).

O terceiro maior domínio geológico consiste na Suíte Intrusiva Figueira Branca, que representa 9,53% da área da sub-bacia. Sua ocorrência se dá em porções de alto a médio curso, no sentido NO-SE, sendo descontinuada pela sobreposição da Suíte Intrusiva Santa Cruz. Sua composição litológica é dada por plútons do Paleoproterozoico e pela Sequência Metavulcanossedimentar do Alto Jauru. A unidade tem como litotipos dominantes leucogabros, gabros e dunitos de caráter estratiforme e texturas cumuláticas (BETTENCOURT *et al.* 2010; LOURO; MANTOVANI; CAWOOD, 2017).

Figura 42 - SBH do C. Cachoeirinha: Aspectos geológicos e hidrogeológicos



Fonte: elaborada pelo autor

Ocupando 9,37% da área, a Suíte Intrusiva Alvorada é caracterizada pela ocorrência de plútons graníticos. Com idades magmáticas que variam de 1,53 a 1,44 bilhão de anos, a suíte apresenta uma mistura de magmas derivados do manto com material reciclado mais antigo. Devido ao seu aspecto isotrópico, o corpo rochoso varia de pouco a moderadamente fraturado, com intemperismo de moderado a alto (CPRM,

2006; BETTENCOURT *et al.* 2010). Na sub-bacia, ocorre do médio ao baixo curso, em núcleos circulares intercalados ao Complexo Alto Guaporé.

Ocupando uma pequena porção da bacia (2,12%), o Grupo Alto Jauru ocorre no alto curso, com limites estreitos entre as suítes intrusivas Santa Cruz, Alvorada e Figueira Branca.

Como destacado por Abreu e Paula (2020), as cinco formações compõem o grupo hidrogeológico de embasamento cristalino. Constituído por rochas ígneas e metamórficas, ele apresenta características de um aquífero livre, de extensão regional e descontínuo, onde a porosidade e a permeabilidade estão condicionadas à existência de fraturas abertas (porosidade secundária). Geralmente, as rochas são recobertas por espessos mantos de intemperismo e solo, que atuam como reservatórios e recarregam os aquíferos. Dadas suas características, a unidade apresenta produtividade de água que varia de baixa a muito baixa (Classe 5 e 6), com vazões que podem ser inferiores a 1 m³/h.

As características geológicas e hidrogeológicas predominantes apontam para uma bacia com limitações de armazenamento e disponibilidade hídrica subterrânea. Com exceção dos fatores tectônicos, que apresentam um número considerável de fraturas e contribuem para a porosidade secundária, os demais elementos, associados à porosidade primária, impõem fortes limitações à recarga. Assim, a recarga dos aquíferos e a disponibilidade das águas superficiais estão associadas à espessura do manto de intemperismo, ao tipo de solo e aos padrões de uso e cobertura da terra.

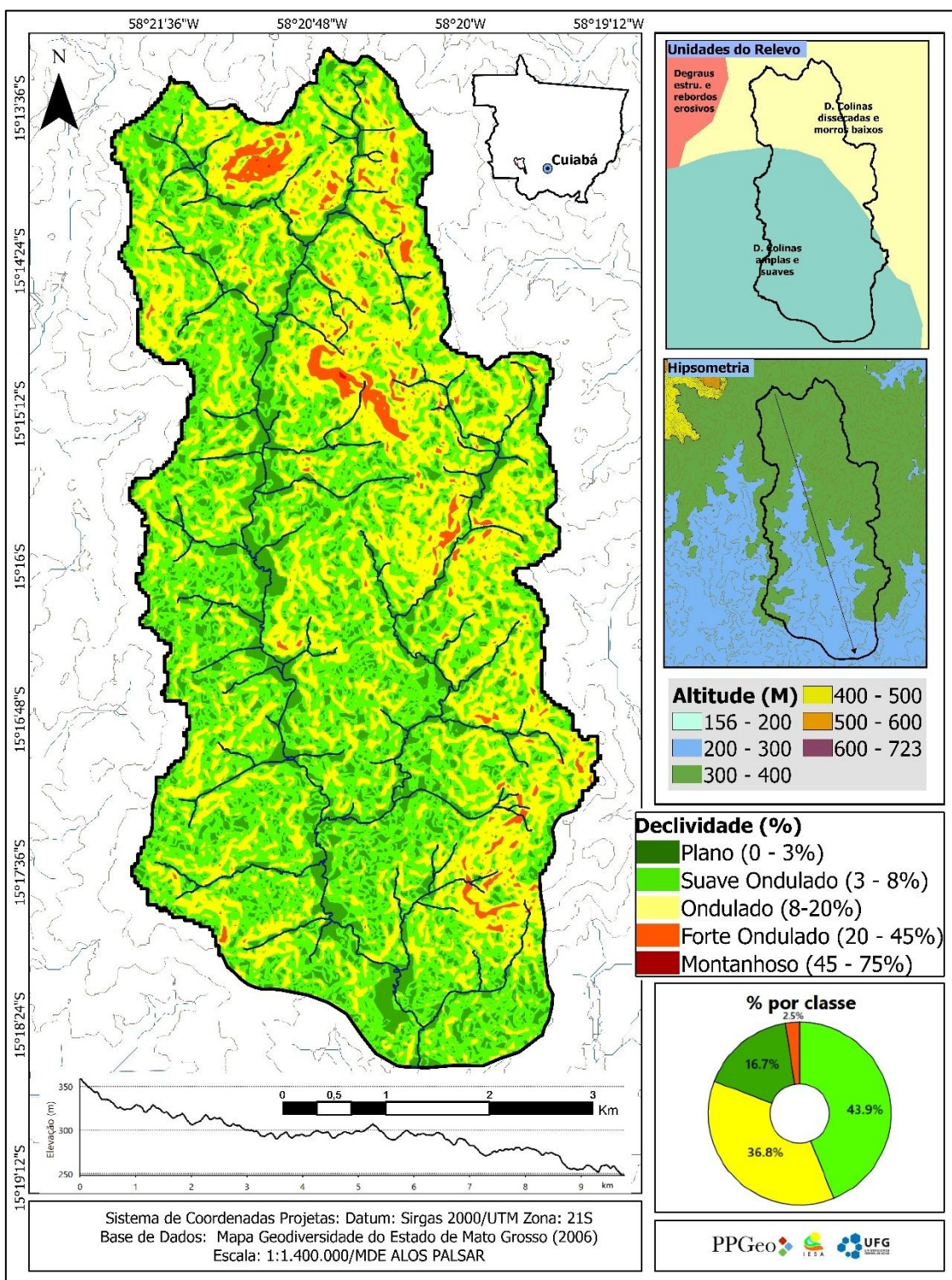
4.2.2 Aspectos Geomorfológicos: Relevo, declividade, tempo de concentração e TWI.

Conforme o levantamento, os aspectos geomorfológicos da sub-bacia do córrego Cachoeirinha são marcados pela transição de relevo e por uma declividade e amplitude altimétrica moderadas (Figura 43).

De acordo com dados do SGB (2010), o relevo da sub-bacia é marcado pela transição entre o Domínio das Colinas Dissecadas e Morros Baixos e o Domínio das Colinas Amplas e Suaves.

Refletindo a natureza do embasamento cristalino, o Domínio das Colinas Dissecadas e Morros Baixos estende-se por 33% da área, do alto ao médio curso. Dado o nível de dissecação, a área dispõe de vertentes íngremes e vales em formato de "V", compondo um sistema de cabeceira com canais de fluxo rápido e alta capacidade de escoamento.

Figura 43 - SBH do C. Cachoeirinha: Estrutura geomorfológica



Fonte: elaborada pelo autor

O Domínio de Colinas Amplas e Suaves, por sua vez, caracteriza as porções do médio ao baixo curso, ocupando 66% da área. Ele apresenta vertentes e vales em formato de "U", com amplos segmentos planos que favorecem a formação de áreas úmidas paralelas à drenagem.

Os dados hipsométricos apontam para uma amplitude altimétrica de aproximadamente 143 metros, com elevação máxima de 393 metros e mínima de 250 metros. Considerando essa amplitude e os 13,28 km de extensão do canal principal, a bacia apresenta uma declividade média de 10,76 m/km.

Considerando ainda que a bacia conta com 60.55 % de sus domínios em cotas altimétricas superior entre 300 e 400 e 39.46 % em cotas inferiores entre 200 e 300 metros a sub-bacia apresenta declividade moderada variando de moderada a alta, influenciando diretamente no tempo de concentração das águas pluviais.

Entre as classes de declividade, há predomínio das classes que variam de suave-ondulado a ondulado.

A classe de relevo suave-ondulado, com declividade entre 3% e 8%, estende-se por 43,91% da área. Já o relevo ondulado, com declividades entre 8% e 20%, ocupa 36,85% da área e, por ser o segundo maior domínio, representa variações mais acentuadas, com potencial para influenciar o uso do solo.

Os relevos planos representam 16,72% da área, indicando a presença de extensões significativas da base das vertentes aos vales de drenagem. Essas unidades são essenciais no controle da dinâmica hidrológica, favorecendo a infiltração, a exfiltração e a formação de áreas de acumulação, fundamentais para a conexão canal-aquífero.

Como resposta aos padrões geomorfológicos, a bacia apresenta um tempo de concentração de seis horas e vinte e seis minutos (6,26 h). Esse tempo é relativamente longo, considerando-se as dimensões da bacia e os padrões de declividade. Esta característica, combinada com os percentuais de relevo plano na base das encostas, favorece a infiltração e a recarga dos sistemas de aquífero fraturado predominantes na área.

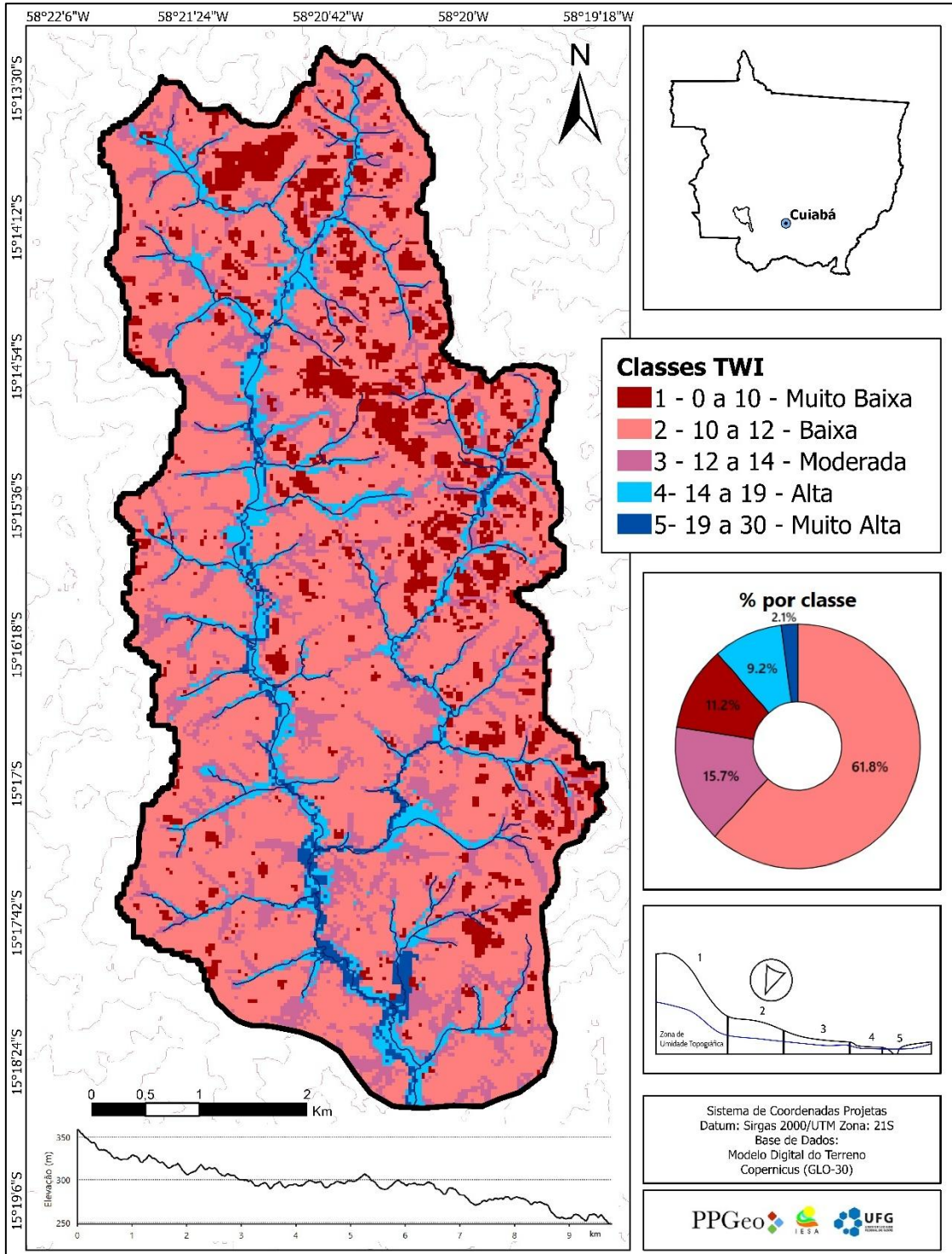
As características geomorfológicas, observadas, apontam para o predomínio de áreas com inclinação moderada e com áreas planas concentradas nos interflúvios. Sua estabilidade depende, portanto, de usos da terra que minimizem o escoamento superficial.

Respondendo diretamente ao padrão morfológico, o Índice de Umidade Topográfica (TWI) evidencia potenciais fragilidades, revelando o predomínio de áreas de baixa umidade (Figura 44).

A análise mostra que a classe de umidade "Baixa" é predominante, ocupando 19,79 km² (61,84%) da área total. Essa dominância sugere que a maior parte da paisagem apresenta condições intermediárias de retenção de água, influenciadas por declividade

moderada e drenagem eficiente, características típicas de relevos suave-ondulados ou ondulados.

Figura 44 - SBH do C. Cachoeirinha: Classes do índice de umidade topográfica



Fonte: elaborada pelo autor

Em contrapartida, as classes extremas ("Muito Baixa" e "Muito Alta") apresentam representatividade mínima. A classe "Muito Baixa" abrange 3,585 km² (11,19%), representando morros e colinas. Isso contrasta com a classe "Muito Alta" (2,13%), que corresponde às zonas de saturação, como áreas úmidas, nascentes e a zona ripária no fundo dos vales.

Frequentemente associadas a zonas de convergência de fluxo, as áreas classificadas como "Moderada" e "Alta" representam, respectivamente, 15,67% e 9,19% da área total. Topograficamente, elas correspondem a ambientes essenciais para a manutenção da disponibilidade hídrica, pois atuam como reguladores, contribuindo para a recarga de aquíferos e a manutenção do escoamento de base

As áreas com umidade baixa ou muito baixa totalizam 73% da área, em contraste com os 27% de umidade moderada, alta e muito alta. Há, portanto, um predomínio de locais com limitações topográficas para a manutenção da umidade no solo, o que torna a área especialmente vulnerável a períodos de estiagem ou a eventos extremos de precipitação.

Conforme dados geomorfológicos, a sub-bacia apresenta uma paisagem dominada por relevos suave-ondulados e ondulados, com baixos índices de umidade topográfica. Nesse cenário, o tempo de concentração das águas é moderado, e o equilíbrio hidrológico depende dos tipos de solo e dos usos da terra, que devem estar em conformidade com as características topográficas e pedológicas.

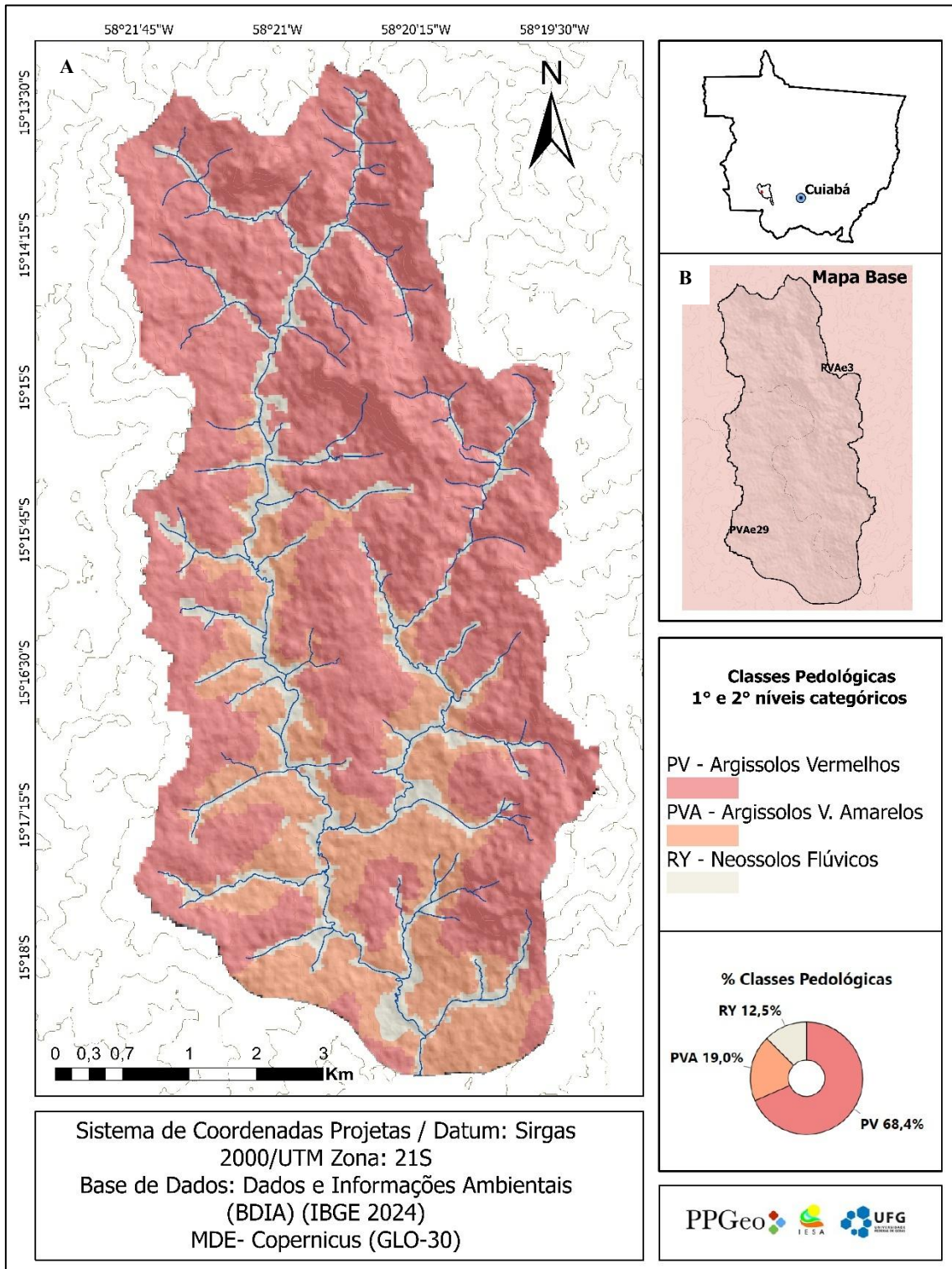
4.2.3 Composição pedológica.

O levantamento pedométrico da sub-bacia (Figura 45 a) permitiu identificar três classes de solo. A distribuição edafológica é marcada pela predominância dos Argissolos Vermelhos (PV), que ocupam 68,45% da área total, seguidos pelos Argissolos Vermelho-Amarelos (PVA), com 19,05%, e pelos Neossolos Flúvicos (RY), com 12,52%. Esse detalhamento representa um avanço significativo, uma vez que o mapa-base (Figura 45 b) identificava apenas o domínio dos Argissolos Vermelho-Amarelos. Essa configuração reflete não apenas a dinâmica geológica e climática local, mas também implicações ambientais voltadas às práticas de uso da terra.

Os Argissolos Vermelhos representam a classe edáfica mais significativa, correspondendo a mais de dois terços da área. Esses solos são caracterizados por alta argilosidade e pela presença de óxidos de ferro, que dão origem à sua coloração vermelha.

São formados em ambientes de clima tropical ou subtropical úmido, onde o intemperismo prolongado promove a concentração de minerais secundários e a formação de um horizonte B textural (argílico).

Figura 45 - SBH do C. Cachoeirinha: Composição pedológica



Fonte: elaborada pelo autor

A capacidade elevada de retenção de água e nutrientes torna-os altamente favoráveis às atividades agrícolas. No entanto, essa mesma argilosidade os torna vulneráveis à compactação e à erosão, principalmente em áreas com declividade ou uso intensivo. A presença massiva desse tipo de solo sugere que a região possui um histórico de estabilidade climática, o que favoreceu a maturação edáfica.

Os Argissolos Vermelho-Amarelos representam 19,05% da área, ocupando uma posição intermediária entre os solos mais maduros e os mais jovens. Sua cor amarelada está associada à presença de hidróxidos de ferro (como a goethita). Geralmente, são menos argilosos e mais permeáveis que os Argissolos Vermelhos, o que os torna adequados para culturas que exigem boa drenagem, como as pastagens. Sua presença sugere a existência de microambientes determinados pelas condições geomorfológicas, contribuindo para a heterogeneidade da paisagem.

A terceira classe mapeada são os Neossolos Flúvicos (RY), que representam 12,52% da área total. Formados por depósitos recentes de sedimentos fluviais, caracterizam-se por texturas variadas e alta fertilidade natural. Sua presença em porções planas e próximas a cursos d'água indica a influência de processos de escoamento e sedimentação.

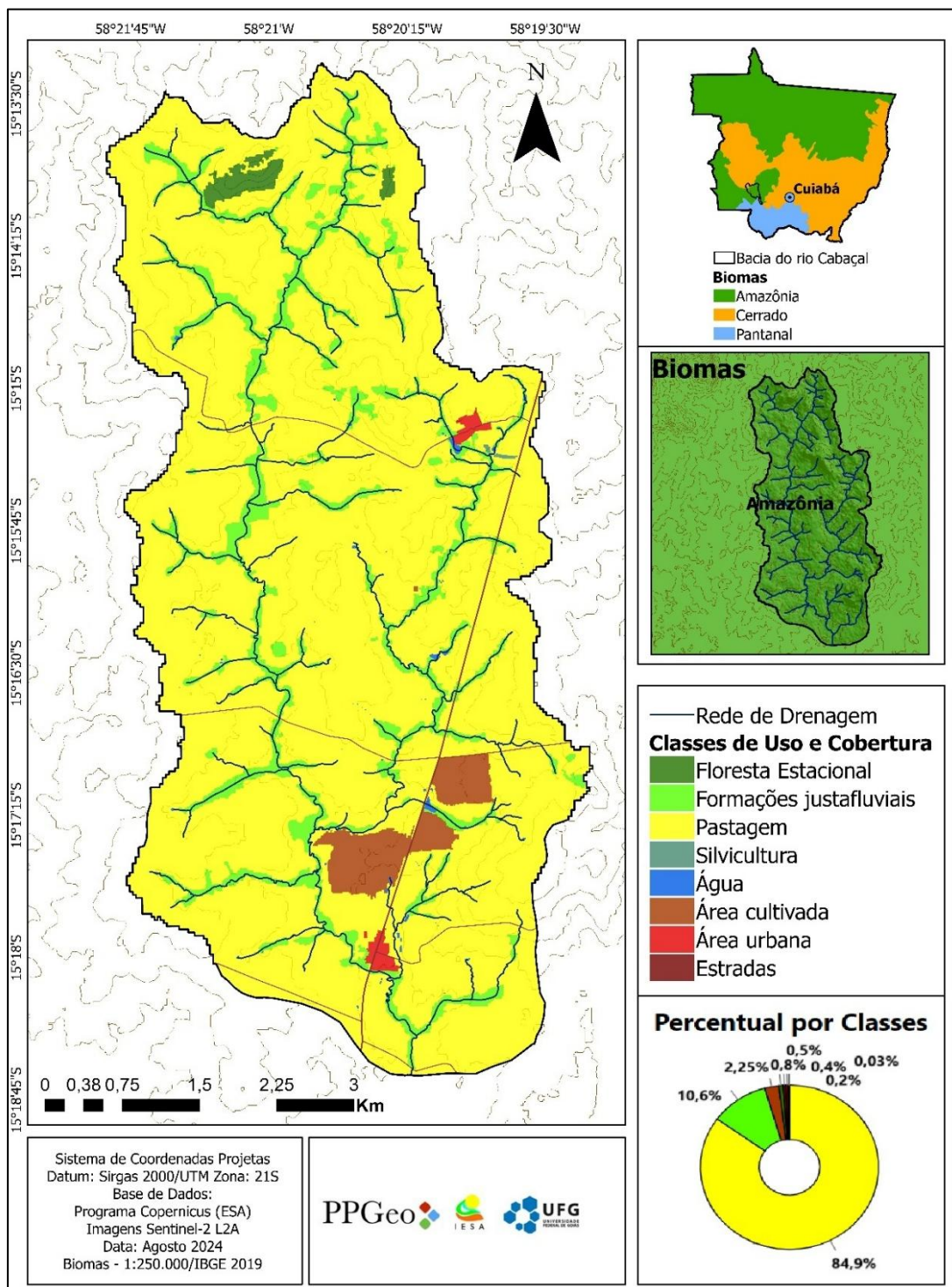
As classes predominantes (Argissolos Vermelhos e Vermelho-Amarelos) compartilham características de boa drenagem e infiltração. No entanto Bortoluzzi *et al.* (2008) destaca que esta classe de solo apresenta limitações quanto à retenção de água, vinculada à sua estrutura porosa, à distribuição do tamanho das partículas, especialmente a fração argilosa, e às alterações que ocorrem com o manejo e a compactação do solo

4.2.4 Uso e cobertura da terra.

Situada sob o domínio do bioma Amazônico, com formação preexistente de floresta estacional, a sub-bacia apresenta uma supressão massiva da cobertura natural, conforme revela o levantamento das classes de uso e cobertura do solo (Figura 46). A vegetação original deu espaço ao predomínio da atividade pecuária, que ocupa 86,01% da área total (26,77 km²).

Dada a prevalência de relevos do tipo suave-ondulado e ondulado, as coberturas naturais de maior expressão são as formações justafluviais. Essas formações estão concentradas nas áreas úmidas e nos vales de drenagem, superando em área os remanescentes de florestas estacionais, típicos do bioma.

Figura 46 - SBH do C. Cachoeirinha: Classes de uso e cobertura da terra



Fonte: elaborada pelo autor

Com 10,01% da área (3,33 km²), as formações justafluviais correspondem à vegetação presente nas áreas de várzea. Elas são de grande importância na retenção de sedimentos e na manutenção das interações entre o escoamento superficial e os fluxos de

subsuperfície. A posição topográfica dessas formações, em áreas de maior umidade, pode ter contribuído para sua permanência frente ao avanço da atividade pecuária.

As demais classes, como área cultivada (2,02%), floresta estacional (0,77%) e estradas (0,52%), representam frações mínimas da área total. Isso indica uma presença limitada de atividades agrícolas — voltadas à manutenção da pecuária (produção de silagem) — e de remanescentes florestais, cuja conectividade ecológica está potencialmente em declínio. A silvicultura (0,03%) e os corpos d'água (0,24%) representam porções mínimas, indicando exploração florestal pouco representativa e pressão elevada sobre os recursos hídricos.

Ocupando 10,01% da área (3,33 km²), as formações justafluviais correspondem à vegetação presente nas áreas de várzea. Elas são de grande importância na retenção de sedimentos e na manutenção das interações entre o escoamento superficial e os fluxos de subsuperfície. A posição topográfica dessas formações, em áreas de maior umidade, pode ter contribuído para sua permanência frente ao avanço da atividade pecuária.

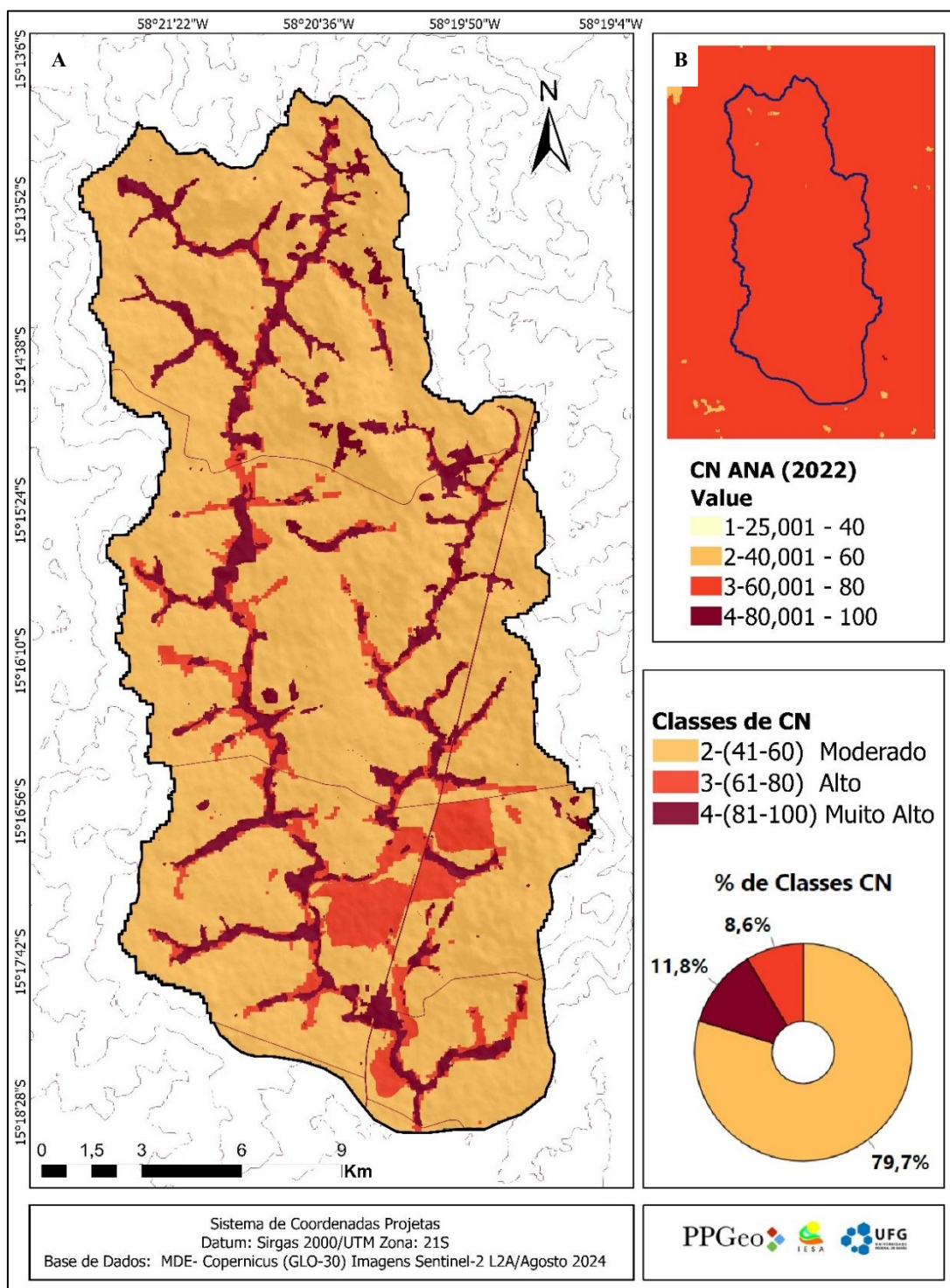
As demais classes, como área cultivada (2,02%), floresta estacional (0,77%) e estradas (0,52%), representam frações mínimas da área total. Isso indica uma presença limitada de atividades agrícolas — voltadas à manutenção da pecuária (produção de silagem) — e de remanescentes florestais, cuja conectividade ecológica está potencialmente em declínio. A silvicultura (0,03%) e os corpos d'água (0,24%) representam porções mínimas, indicando exploração florestal pouco representativa e pressão elevada sobre os recursos hídricos.

4.2.5 Características hidrológicas dos solos: Curva número (CN).

Resultantes da análise combinada entre o tipo de solo e o uso e cobertura da terra, os dados de Curva-Número (CN) refletem a capacidade de retenção de água e a propensão ao escoamento. Conforme a análise (Figura 47), a distribuição das classes de CN identificadas foram: Moderado (41-60), Alto (61-80) e Muito Alto (81-100), o que indica diferentes comportamentos de infiltração.

Como reflexo do predomínio de Argissolos e da intensa atividade pecuária, os dados da sub-bacia revelam a prevalência de CN moderado, com média geral de 52. Essa classe ocupa 79,7% da área (24,99 km²), distribuindo-se por todo o perímetro da bacia e revelando uma capacidade moderada de infiltração.

Figura 47 - SBH do C. Cachoeirinha: Classes de Curva Número (CN)



Fonte: Elaborada pelo autor

A classe de CN Alto (CN 78), por sua vez, ocupa apenas 8,56% da área (2,69 km²), estando limitada às porções na base das vertentes e às áreas dedicadas à atividade agrícola. Consideradas áreas com capacidade de infiltração reduzida e maior potencial para escoamento, são caracterizadas por solos mais úmidos, compactados ou com menor vegetação, o que favorece a geração de escoamento superficial.

Por sua vez, as áreas de maior capacidade de escoamento, pertencentes à classe de CN "Muito Alto" (100), superam as áreas de CN "Alto". Ocupando 11,77% da área (3,69 km²), essa classe representa os solos com a menor capacidade de retenção hídrica e o maior índice de escoamento, correspondendo às áreas de alta umidade topográfica (dado o nível de saturação) e às estradas e áreas edificadas (em virtude da impermeabilização), comum em locais com solo impermeável ou saturado, onde a água flui rapidamente para os corpos d'água.

A distribuição das classes de CN evidencia a predominância de solos com capacidade moderada de retenção de água. A manutenção de uma capacidade de infiltração estável depende, portanto, das condições de uso da terra, e, como a atividade pecuária predomina, o manejo adequado das pastagens é a condição para o equilíbrio.

Os dados ressaltam ainda a importância do levantamento em escala de detalhe. Quando se comparam os valores obtidos com os dados de referência da Agência Nacional de Águas (ANA, 2018) (Figura 47 b), percebe-se uma evolução significativa em relação ao mapeamento estatal, que indicava uma classe de CN predominante superior (entre 60 e 80) à encontrada na análise detalhada.

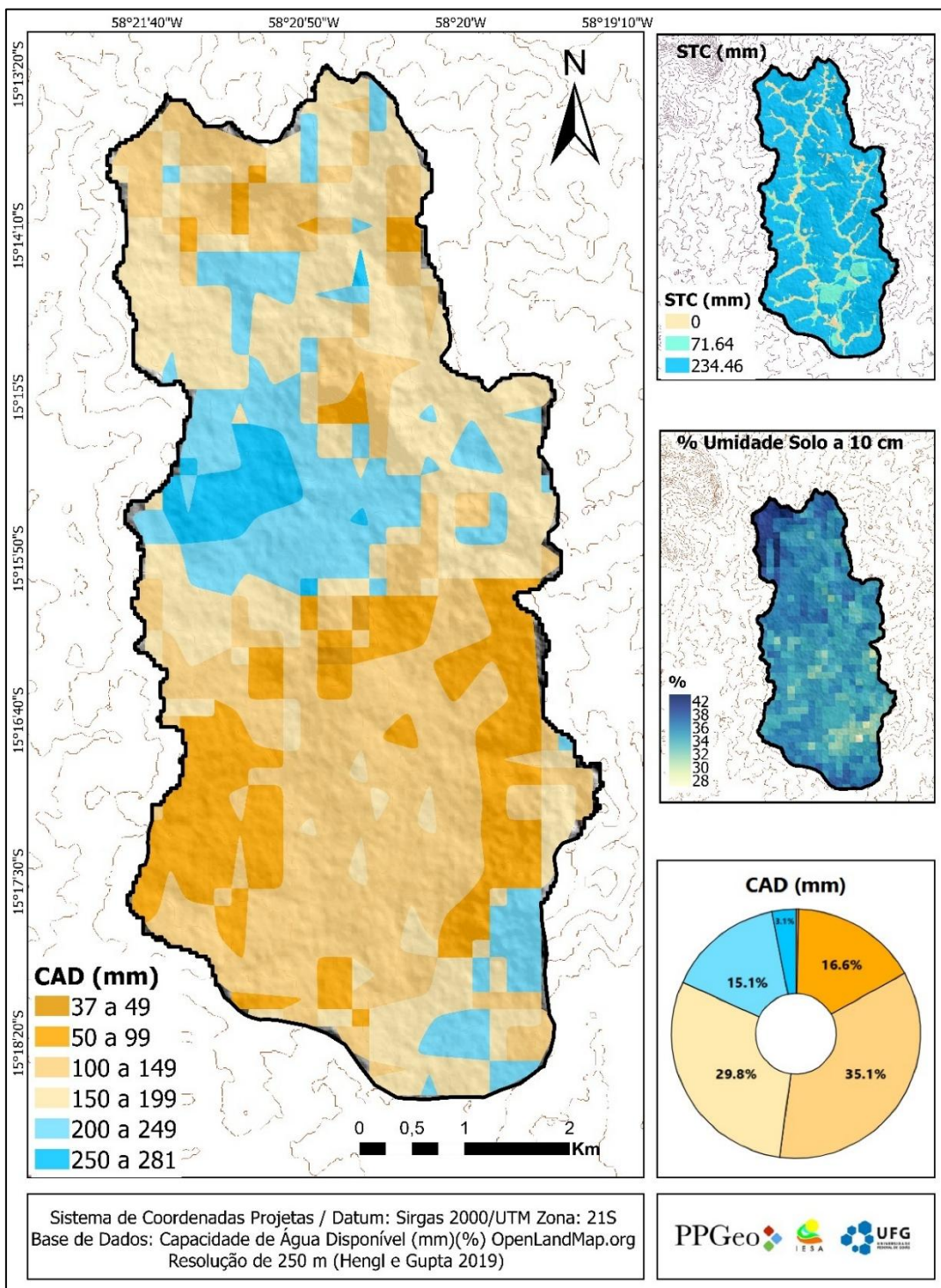
4.2.6 Capacidade de armazenamento e disponibilidade de água no solo STC/CAD.

Representando as respostas da interação entre os componentes lito-pedológicos, geomorfológicos e climáticos, os dados de CAD, STC e umidade do solo (Figura 48) constituem um importante parâmetro da resposta hidrogeomorfológica da paisagem. Esses dados são essenciais para a compreensão do comportamento hidrológico, especialmente no que tange ao armazenamento e à disponibilidade de água no solo.

A partir dos dados sobre a Capacidade de Água Disponível (CAD) e a Capacidade Total de Armazenamento (STC), foi possível identificar características relevantes sobre o potencial de retenção de água da bacia e suas implicações no balanço hídrico.

No que se refere à CAD, a bacia apresenta grande diversidade de valores, com a maior área concentrada na faixa de 100 a 149 mm (35,15%), seguida pela faixa de 150 a 199 mm (29,76%). Essas duas faixas somam aproximadamente 65% da área, sugerindo que a maior parte da região tem uma capacidade intermediária de retenção. Já as áreas com capacidade inferior a 49 mm são inexpressivas, correspondendo a apenas 0,35% da área total.

Figura 48 - SBH do C. Cachoeirinha: Classes de CAD, STC e umidade do solo



Fonte: elaborada pelo autor

Seguindo a tendência dos dados de CAD, a STC da bacia apresenta uma distribuição concentrada em torno de valores elevados. A maior parte da área (79,7%) tem uma STC de 234,46 mm, enquanto 8,56% possuem STC de 71,64 mm e 11,8%

apresentam STC igual a 0, representando as áreas úmidas saturadas. Como um todo, a bacia tem uma média ponderada de 192,92 mm.

Considerando-se a homogeneidade dos solos, compostos majoritariamente por Argissolos, observa-se uma amplitude elevada de 244 mm para a CAD (entre os valores máximos de 281 mm e mínimos de 37 mm). Para a STC, excluindo-se as áreas com valor 0.0 (áreas úmidas), a amplitude é de 162,82 mm.

Essa mesma tendência é observada na distribuição da umidade do solo. Com valores que variam de 28% a 42%, a umidade apresenta uma variação de até 50% entre diferentes pontos de mesma composição pedológica.

Com pouca variação na composição pedológica e climática, pode-se argumentar que essas diferenças estejam associadas aos distintos padrões de manejo das pastagens e do uso agrícola, refletindo o impacto das diferentes formas de manejar o solo na gestão hídrica.

Em termos de vulnerabilidade hídrica, os dados sugerem que a bacia tem um bom potencial para reter e armazenar recursos hídricos, principalmente em áreas com alta STC. A identificação das zonas com menores capacidades de retenção permite a implementação de estratégias de conservação. Além disso, o estudo das características hidrológicas da bacia é fundamental para a elaboração de políticas de uso sustentável da água, que promovam a conservação dos recursos e a mitigação de impactos ambientais.

4.2.7 Comportamento hidrometeorológicos.

A análise comparativa dos dados climáticos de 2023 e 2024 (Tabela 15) revela variações significativas de temperatura, umidade do ar e precipitação, o que contribui para a compreensão dos padrões hidrodinâmicos estudados.

Conforme os dados, a temperatura média de 2024 apresentou elevações significativas, principalmente nos meses de verão e outono. Em comparação com 2023, os valores máximos e médios foram mais altos em 2024, com destaque para janeiro, setembro e maio, meses nos quais as máximas atingiram até 42.3°C, superando as do ano anterior.

Tabela 15 - SBH do C. Cachoeirinha: Dados meteorológicos

| Sub-Bacia do Córrego Cachoeirinha | | | |
|-----------------------------------|------------------|-------------------|--------------|
| Dados Climáticos | | | |
| Data | Temperatura (°C) | Umidade do Ar (%) | Precipitação |

| | Max | Min | Med | Max | Min | Med | (mm) |
|--------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|-------------|
| jan/23 | 35.72 | 18.83 | 25.49 | 98.00 | 81.00 | 78.52 | 279.51 |
| fev/23 | 35.70 | 18.80 | 25.24 | 99.00 | 80.00 | 81.85 | 225.78 |
| mar/23 | 35.08 | 18.05 | 25.15 | 99.00 | 81.00 | 83.73 | 291.85 |
| abr/23 | 35.10 | 14.10 | 25.00 | 88.00 | 35.00 | 77.00 | 215.60 |
| mai/23 | 34.40 | 14.60 | 23.80 | 91.00 | 35.00 | 76.00 | 54.36 |
| jun/23 | 34.70 | 7.70 | 21.50 | 92.00 | 35.00 | 72.00 | 16.01 |
| jul/23 | 36.10 | 10.80 | 23.90 | 91.00 | 30.00 | 61.00 | 0.00 |
| ago/23 | 39.10 | 14.20 | 26.00 | 85.00 | 27.00 | 62.00 | 37.40 |
| set/23 | 39.90 | 17.00 | 28.60 | 98.00 | 28.00 | 70.00 | 32.50 |
| out/23 | 40.80 | 22.00 | 29.40 | 96.00 | 32.00 | 66.00 | 86.37 |
| nov/23 | 40.10 | 19.10 | 29.70 | 99.00 | 33.00 | 67.00 | 44.18 |
| dez/23 | 39.00 | 21.10 | 27.90 | 99.00 | 38.00 | 84.00 | 158.70 |
| jan/24 | 36.80 | 19.20 | 27.50 | 99.00 | 40.00 | 87.00 | 290.60 |
| fev/24 | 36.90 | 21.00 | 27.10 | 99.00 | 53.00 | 89.00 | 159.52 |
| mar/24 | 37.70 | 21.40 | 27.10 | 99.00 | 51.00 | 92.00 | 228.08 |
| abr/24 | 36.40 | 20.20 | 26.80 | 99.00 | 58.00 | 94.00 | 166.12 |
| mai/24 | 37.33 | 9.80 | 32.60 | 99.00 | 47.00 | 89.00 | 53.03 |
| jun/24 | 36.00 | 13.04 | 25.00 | 99.00 | 33.00 | 76.00 | 0.51 |
| jul/24 | 37.40 | 8.50 | 22.30 | 99.00 | 25.00 | 70.00 | 0.00 |
| ago/24 | 40.80 | 8.40 | 25.80 | 99.00 | 19.00 | 50.00 | 0.00 |
| set/24 | 42.30 | 13.80 | 28.70 | 99.00 | 17.00 | 58.00 | 27.68 |
| out/24 | 40.60 | 20.70 | 28.70 | 99.00 | 32.00 | 78.00 | 113.77 |
| nov/24 | 35.60 | 17.80 | 25.33 | 99.00 | 55.00 | 74.00 | 320.21 |
| dez/24 | 35.90 | 17.30 | 25.52 | 99.00 | 78.00 | 91.00 | 310.50 |
| jan/25 | 34.20 | 19.60 | 23.90 | 99.00 | 81.00 | 98.00 | 250.00 |

Fonte: elaborado pelo autor

Seguindo a tendência da temperatura, a umidade do ar em 2024 foi ligeiramente mais baixa. Por exemplo, em fevereiro, a umidade mínima caiu para 53%, enquanto no mesmo mês de 2023 foi de 80%, sendo está, uma redução significativa em plena estação chuvosa. Ao final da estiagem, foi observada uma mínima de 17% em setembro de 2024. Contudo, a umidade máxima permaneceu elevada em ambos os anos, o que indica que, embora o ar tenha ficado mais seco em alguns períodos, a saturação ocorreu de maneira similar.

Os dados de precipitação também apresentaram variações significativas. Com uma precipitação anual de 1.442,26 mm (2023) e 1.669,94 mm (2024), o ano de 2024 registrou um aumento de 15,78% em relação a 2023. O destaque foram os meses de novembro e dezembro, marcados por chuvas intensas, como em novembro, que registrou 320,21 mm, contra 44,18 mm no ano anterior.

Marcados pela estação seca, os meses de junho a setembro seguiram uma tendência inversa, com uma estiagem mais severa em 2024. Nesse período, 2023 acumulou 84,91 mm, contra 28,19 mm em 2024. Com uma diferença de 57,72 mm, o ano de 2024 foi 67,19% mais seco que 2023.

A comparação entre 2023 e 2024 revela uma tendência de elevação das temperaturas e variações na distribuição das chuvas, com um aumento nas precipitações ao final de 2024, apesar da estiagem mais severa. Esses padrões têm implicações diretas sobre o balanço hídrico local.

4.2.7.1 Balanço hídrico, vazão e variação do nível freático.

Consolidando as respostas da interação entre os dados climáticos e os componentes ambientais, o balanço hídrico (Tabela 16) constitui uma importante resposta dos processos hidrogeomorfológicos da paisagem. Calculado a partir da STC média da sub-bacia, o balanço forneceu subsídios essenciais para a compreensão da dinâmica das águas superficiais e subterrâneas no período analisado, por meio da análise dos dados de vazão e da variação do nível freático.

Tabela 16 - SBH do C. Cachoeirinha: Balanço hídrico

| Período | Precipitação | | Evap. Real | | Armazenamento | | Excesso | | Déficit | |
|--------------|----------------|----------------|----------------|----------------|---------------|----------------|---------------|---------------|----------------|----------------|
| | (mm) | | (AET) | | (ST) | | (Q(t)) | | (mm) | |
| | 2023 | 2024 | 2023 | 2024 | 2023 | 2024 | 2023 | 2024 | 2023 | 2024 |
| jan | 279.51 | 290.52 | 114.84 | 130.08 | 170.33 | 170.33 | 98.55 | 87.30 | 0.00 | 0.00 |
| fev | 225.78 | 159.52 | 107.68 | 120.85 | 170.33 | 170.33 | 118.10 | 38.67 | 0.00 | 0.00 |
| mar | 291.85 | 228.08 | 100.05 | 112.90 | 170.33 | 170.33 | 191.80 | 115.18 | 0.00 | 0.00 |
| abr | 215.60 | 166.12 | 92.14 | 103.01 | 170.33 | 170.33 | 123.46 | 63.11 | 0.00 | 0.00 |
| mai | 54.36 | 53.03 | 80.28 | 138.53 | 132.66 | 96.97 | 11.76 | 11.47 | 0.00 | -23.61 |
| jun | 16.01 | 0.51 | 67.33 | 83.65 | 77.95 | 47.39 | 3.39 | 0.11 | 0.00 | -33.67 |
| jul | 0.00 | 0.00 | 79.13 | 71.66 | 36.21 | 19.94 | 0.00 | 0.00 | -37.39 | -44.20 |
| ago | 37.40 | 0.00 | 94.95 | 93.78 | 13.96 | 10.98 | 8.09 | 0.00 | -43.38 | -84.82 |
| set | 32.50 | 27.68 | 119.74 | 120.48 | 7.72 | 6.37 | 7.03 | 5.99 | -88.03 | -94.18 |
| out | 86.37 | 113.77 | 135.21 | 129.47 | 3.06 | 1.51 | 18.68 | 24.61 | -62.86 | -35.45 |
| nov | 44.18 | 320.21 | 146.23 | 111.52 | 2.01 | 140.93 | 9.56 | 69.26 | -110.55 | 0.00 |
| dez | 158.00 | 310.50 | 135.05 | 116.52 | 0.13 | 170.33 | 34.18 | 164.58 | -9.35 | 0.00 |
| Total | 1441.56 | 1669.94 | 1272.61 | 1332.45 | 955.01 | 1175.74 | 624.60 | 580.28 | -351.57 | -315.93 |

Fonte: Elaborado pelo autor

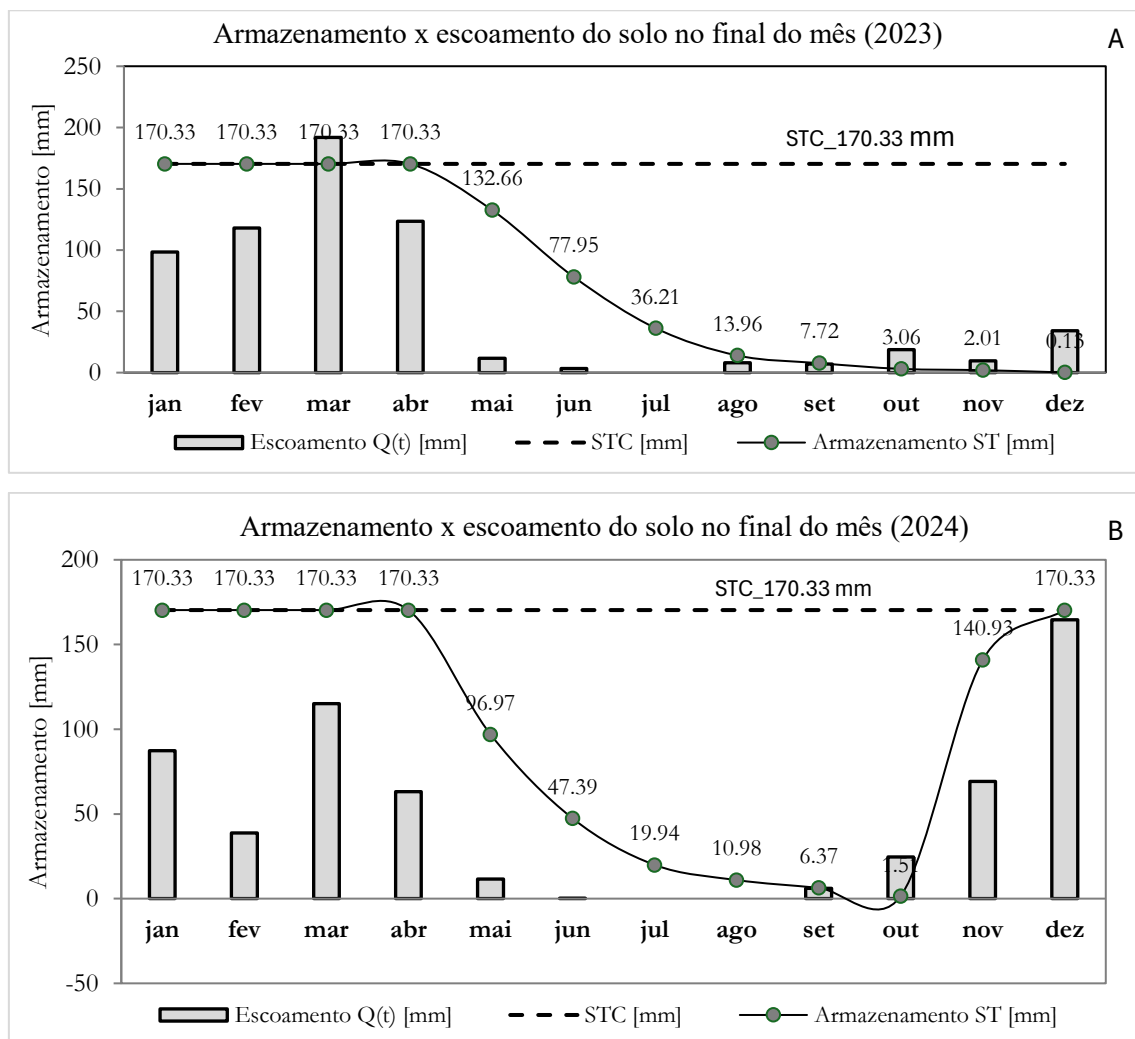
Observando-se maiores índices de precipitação e temperatura em 2024 em relação a 2023, os dados de Evaporação Real (AET) anual foram de 1.272,61 mm em 2023 e 1.332,45 mm em 2024, representando um aumento de 4,70%, o que acompanha a tendência dos dados meteorológicos.

Em 2024, houve um aumento significativo da AET em janeiro, maio e junho, sugerindo maior demanda atmosférica por umidade. Em contrapartida, 2023 registrou maiores valores de AET em outros meses, como fevereiro e o período de agosto a dezembro. As maiores discrepâncias ocorreram em maio e novembro (respectivamente, fim e início do período chuvoso), evidenciando uma dinâmica complexa da evapotranspiração na região.

Como produto da interação entre precipitação, evapotranspiração real e STC, a dinâmica de armazenamento de água no solo (ST) e o escoamento superficial (Figura 49 a, b) variaram significativamente no período. Em 2023, o volume armazenado manteve níveis máximos de janeiro a abril. Com o início da estação seca, maio deu início às perdas, que se mantiveram constantes até o final do ano, registrando-se o valor mínimo extremo de apenas 0,13 mm em solos com capacidade média de 170,33 mm.

Após atingir níveis mínimos em dezembro de 2023, o armazenamento retornou aos valores máximos em janeiro de 2024, mantendo-se nesse patamar até abril. A queda nos níveis de água no solo em 2024 foi mais acentuada até setembro; no entanto, houve uma rápida recuperação em outubro, com a retomada da capacidade máxima em dezembro. Em termos absolutos, o volume armazenado em 2024 foi 24,11% superior ao do ano anterior, o que alterou os padrões hidrodinâmicos superficiais.

Figura 49 - SBH do C. Cachoeirinha: Armazenamento d'água no solo

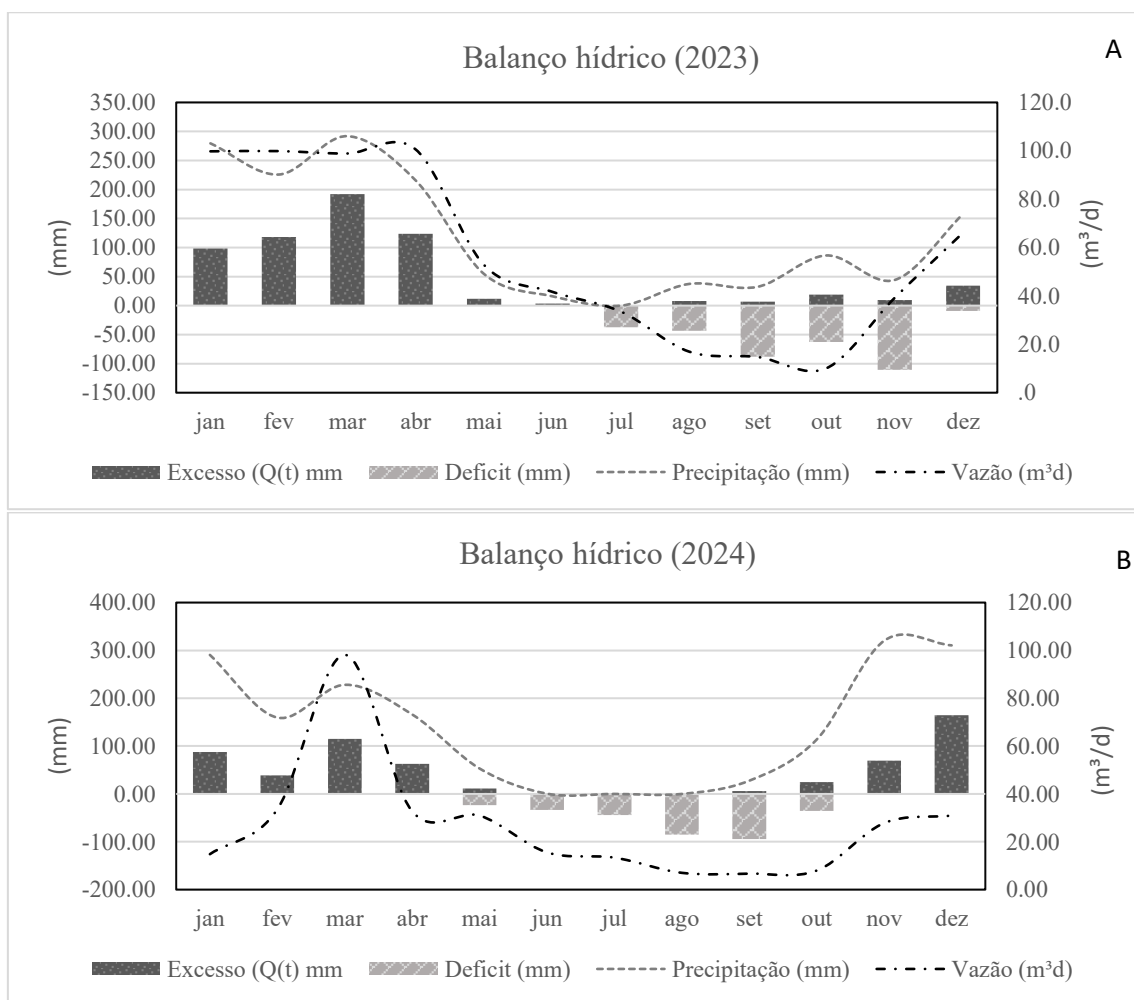


Fonte: Elaborado pelo autor

Exemplificado pela dinâmica de excesso e déficit (Figura 50 a, b), o balanço hídrico anual da sub-bacia apresentou variações significativas, com implicações diretas sobre a dinâmica hídrica da paisagem.

Representado pelo escoamento superficial, o excesso hídrico em 2023 foi de 624,60 mm, concentrado de janeiro a abril. Observaram-se níveis próximos à neutralidade em maio, neutros em junho e déficits acentuados até novembro, com retorno a excedentes em dezembro. Com um déficit de 351,57 mm, o ano de 2023 apresentou um saldo hídrico positivo de 273 mm.

Figura 50 - SBH do C. Cachoeirinha: Balanço hídrico



Fonte: Elaborado pelo autor

No ano seguinte (2024), de janeiro a abril, os valores excedentes foram significativamente inferiores, com registro de déficit de maio a outubro e retorno a excedentes em novembro e dezembro. Com um excedente de 580,28 mm e um déficit de

315,93 mm, o ano de 2024 apresentou um saldo positivo de 264,35 mm, o que representa uma pequena redução em relação ao ano anterior.

De modo geral, os dados do balanço hídrico indicam que a bacia apresenta déficits consideráveis na metade do ano, de maio a outubro. O saldo positivo, portanto, está associado aos elevados índices pluviométricos da estação chuvosa. Apesar de dispor de uma STC de 170,33 mm, a bacia tende a apresentar um rápido declínio nos níveis de armazenamento com o início da estiagem, o que impacta diretamente o escoamento superficial e a variação do nível freático.

4.2.7.2 Dinâmica de escoamento superficial e variação do nível freático.

Conforme dados (Tabela 17) (Figura 51 a, b) a dinâmica fluvial e o nível freático da sub-bacia apresentaram variações significativas no período.

A vazão média anual de 56,18 m³/dia em 2023, ficou limitada a 26,63 m³/dia em 2024, representando uma queda de 52,60% no deflúvio. Essa tendência também foi observada na variação do nível freático, que apresentou um rebaixamento de 1,46 metro na média anual, apesar do aumento da precipitação entre 2023 e 2024.

Tabela 17 - SBH do C. Cachoeirinha: Vazão x variação do nível freático

| Período | Precipitação (mm) | | Vazão (m ³ /d) | | Nível Freático (m) | |
|--------------|-------------------|--------|---------------------------|-------|--------------------|-------|
| | 2023 | 2024 | 2023 | 2024 | 2023 | 2024 |
| jan | 279.51 | 290.52 | 99.78 | 10.82 | -4.23 | -7.50 |
| fev | 225.78 | 159.52 | 99.88 | 33.58 | -4.22 | -7.50 |
| mar | 291.85 | 228.08 | 98.88 | 98.15 | -4.17 | -6.05 |
| abr | 215.60 | 166.12 | 100.56 | 32.72 | -4.20 | -5.97 |
| mai | 54.36 | 53.03 | 52.78 | 30.93 | -4.90 | -6.08 |
| jun | 16.01 | 0.51 | 41.67 | 15.55 | -5.14 | -6.50 |
| jul | 0.00 | 0.00 | 33.51 | 13.36 | -5.71 | -7.05 |
| ago | 37.40 | 0.00 | 16.94 | 7.02 | -6.20 | -8.12 |
| set | 32.50 | 27.68 | 14.74 | 6.68 | -8.11 | -8.12 |
| out | 86.37 | 113.77 | 10.09 | 7.97 | -7.17 | -8.29 |
| nov | 44.18 | 320.21 | 39.21 | 27.82 | -7.48 | -8.14 |
| dez | 158.00 | 310.50 | 66.15 | 30.96 | -7.50 | -7.25 |
| Média | 120.13 | 139.16 | 56.18 | 26.63 | -5.75 | -7.21 |

Fonte: Elaborado pelo autor

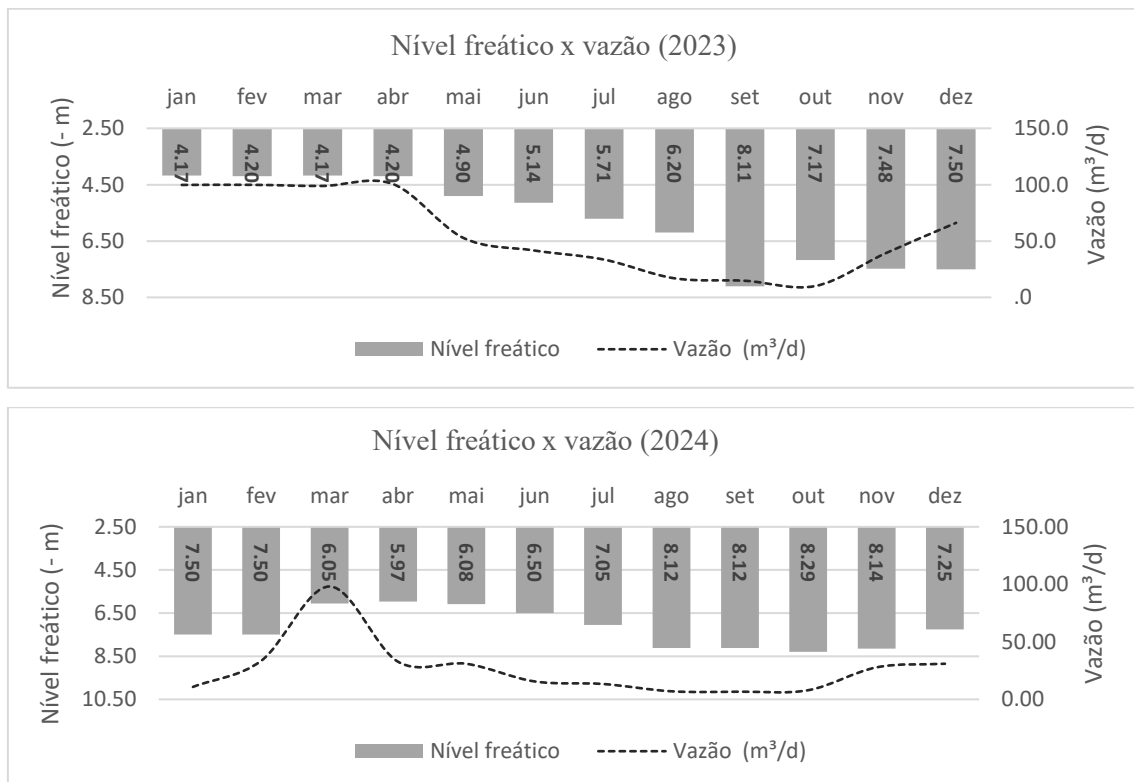
Em 2023, a vazão máxima foi de 100,56 m³/dia (abril) e a mínima foi de 10,09 m³/dia (outubro), representando uma redução de 89,97%. Em 2024, a máxima registrada foi de 98,15 m³/dia (março) e a mínima, de 6,68 m³/dia (setembro), o que ampliou a diferença percentual para 93,19% entre o período chuvoso e a estiagem.

Este mesmo comportamento foi observado no rebaixamento do nível freático, que apresentou uma variação de 94,48% em 2023 (nível máximo de -4,17 m e mínimo de -8,11 m). Mantendo-se abaixo do nível máximo do ano anterior, 2024 apresentou um rebaixamento de 38,86% (máximo de -5,96 m e mínimo de -8,29 m).

Observa-se que tanto os dados de vazão quanto os do nível freático apresentaram redução significativa no período analisado.

Do ponto de vista hidrológico, destaca-se o dado de vazão de janeiro de 2024. Apesar das chuvas acumuladas (158,00 mm em dezembro de 2023 e 290,52 mm em janeiro de 2024) e do nível freático estar em patamar de estação seca (7,50 m), a vazão aferida foi de apenas 10,82 m³/dia, valor bem abaixo da média. Como as medições foram feitas 24 horas após as chuvas para avaliar o fluxo de base, a baixa vazão pode ser explicada pelos níveis de água no solo, que estiveram próximos a zero em dezembro e atingiram o nível máximo em janeiro, caracterizando este como um período de armazenamento.

Figura 51 - SBH do C. Cachoeirinha: Vazão x nível freático



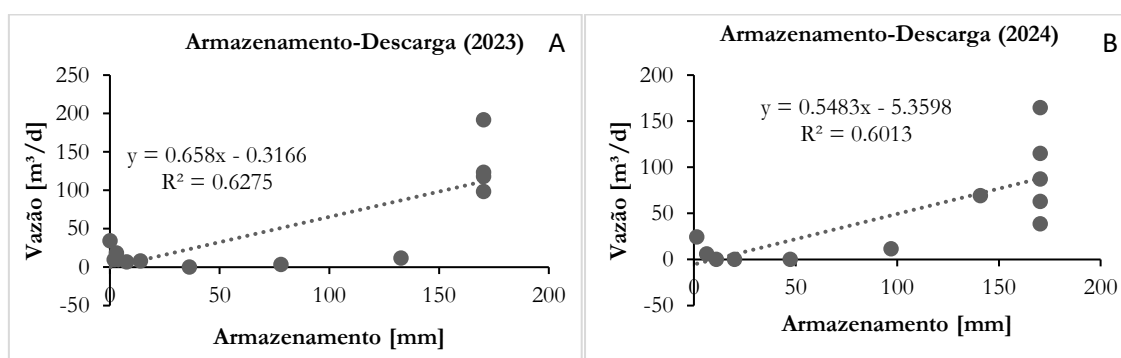
Fonte: Elaborado pelo autor

Corroborando essa hipótese, os dados de correlação entre armazenamento e vazão (Figura 52 a, b) apontam que a sub-bacia apresenta uma correlação positiva moderada (R^2

de 0,6275). Isso indica que aproximadamente 62,75% da variação na vazão pode ser explicada pelo armazenamento. A equação de regressão ($y = 0,658x - 0,3166$) sugere que, para cada 1 mm de aumento no armazenamento, a vazão aumenta em 0,658 mm.

Ainda que a dispersão dos dados aponte a influência de outros fatores, é possível afirmar que a vazão de base da bacia depende, em grande parte, da capacidade de armazenamento de água no solo. Isso pode indicar, ainda, as limitações do sistema de aquífero fraturado em contribuir para a manutenção do escoamento durante os períodos de déficit hídrico.

Figura 52 - SBH do C. Cachoeirinha: Coeficiente de Correlação Armazenamento x vazão



Fonte: Elaborado pelo autor

Caracterizada por uma paisagem de relevo ondulado, substrato geológico de baixa porosidade e solos argilosos, com uso predominante da pecuária, a sub-bacia apresenta um déficit hídrico acentuado durante a estiagem. Essa condição demonstra uma forte dependência das chuvas para a manutenção do escoamento de base, o que é evidenciado pelo acentuado rebaixamento do nível freático e pela redução média de 91,58% da vazão entre as estações.

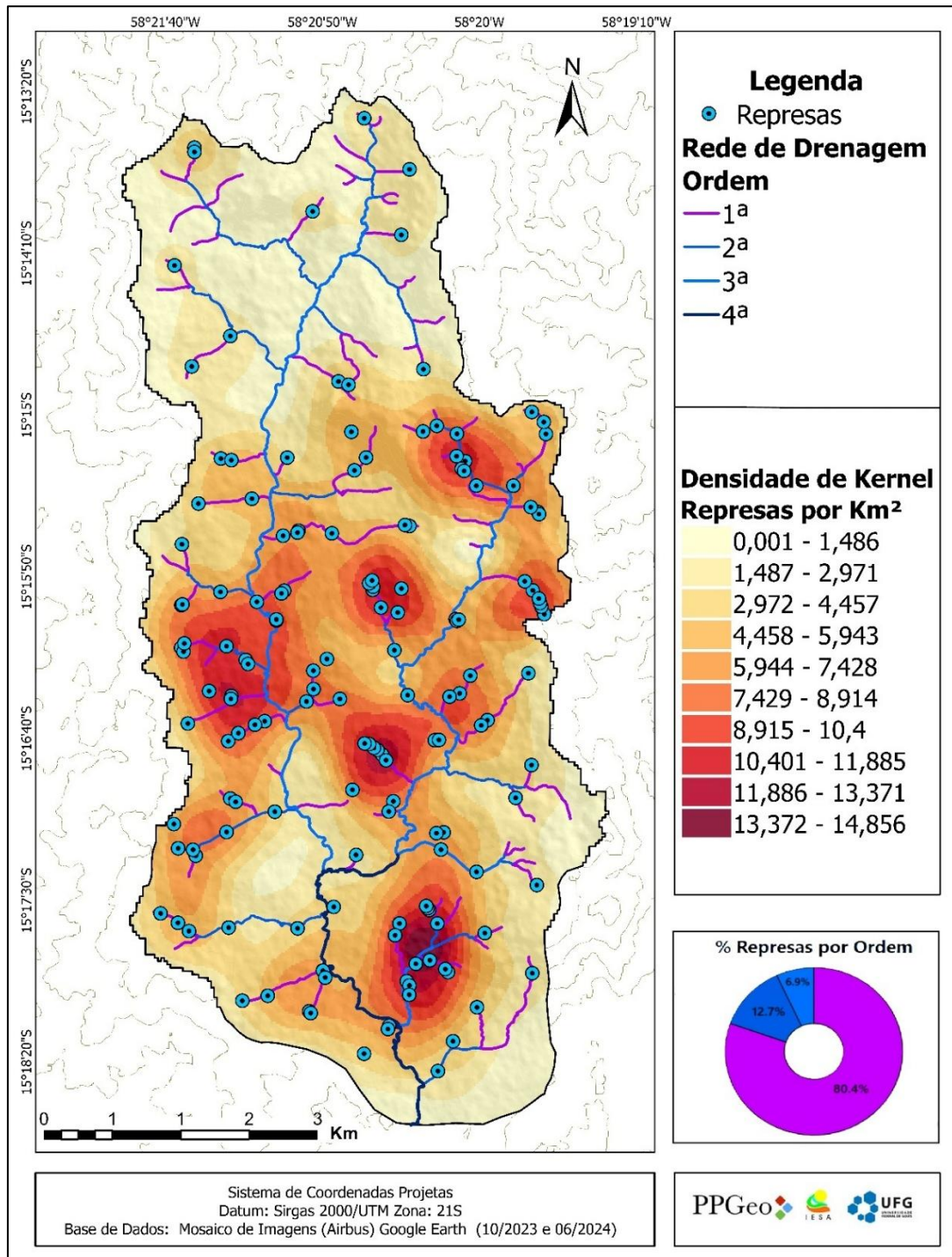
4.2.8 Impactos diretos da intervenção antrópica na dinâmica Hidrológica.

Para identificar e analisar os impactos da ação humana sobre a dinâmica hidrológica da paisagem, a análise dos dados levantados identificou um elevado número de represas nos domínios da sub-bacia.

Conforme o mapeamento (Figura 53), foram identificadas 153 represas, que somam 74.541,56 m² de área destinada à retenção de água. Esse valor corresponde a 0,237% da área total da bacia (31,51 km²). Com dimensões que variam de pouco mais de

16,00 m² a 8.511,04 m², as represas estão distribuídas por todo o perímetro, com as áreas de médio e baixo curso apresentando maior concentração.

Figura 53 - SBH do C. Cachoeirinha: Distribuição de represas mapeadas



Fonte: Elaborado pelo autor

Em termos absolutos, o percentual de área represada parece irrelevante. Contudo, quando se considera sua ocorrência por unidade de área, obtém-se um valor médio expressivo de 4,84 represas por km².

A estimativa de densidade Kernel, nos segmentos de médio e baixo curso, da bacia apresenta um elevado percentual de área com densidades que variam de 4,45 a 14,85 represas por km². Localizadas em áreas úmidas, vertentes e canais fluviais, essas estruturas representam intervenções antrópicas de alto impacto.

Ao se analisar a localização das represas, constata-se que, das 153 identificadas, 118 estão em áreas de alta umidade topográfica (TWI), e 102 sobre a rede de drenagem. Destas últimas, 80,4% estão em canais de primeira ordem, 12,7% em canais de 2^a ordem e 6,9% em canais de 3^a ordem.

Considerando os canais de primeira e segunda ordem como elementos essenciais dos sistemas de cabeceira, responsáveis pelo equilíbrio do escoamento, observa-se o elevado potencial de impacto das represas sobre a dinâmica hidrogeomorfológica, uma vez que aproximadamente 93% desse sistema apresenta algum tipo de alteração.

O levantamento de imagens (Figura 54 a, b, c e d) permite observar a complexidade das intervenções antrópicas nos sistemas de cabeceira. Conforme ilustrado (Figura 54 a e d), muitos canais de primeira ordem estão ocupados por represas em sistema de cascata, as quais frequentemente se estendem da nascente até o segmento de segunda ordem, retendo um volume significativo — senão a totalidade — da vazão.

Como exemplo, na Figura 54 a, as três represas sobre o canal totalizam 4.746,95 m². Considerando-se uma profundidade média de 1,10 metro, o complexo em cascata tem capacidade para armazenar 5.221,65 m³ de água.

A complexidade dos impactos das represas varia conforme o arranjo, a localização e a magnitude espacial em relação à zona úmida e ao leito do canal fluvial. Conforme se observa na Figura 54 b, a represa descrita corresponde ao maior reservatório mapeado na sub-bacia, com área de 8.511,04 m². Considerando-se a profundidade média de 1,10 metro, a represa tem capacidade para armazenar 9.362,14 m³, um dado expressivo, considerando sua localização sobre um canal de segunda ordem.

Representando aproximadamente 22% do total, as represas localizadas fora de zonas de umidade (Figura 54 c) têm potencial para mitigar os impactos das demais, uma vez que armazenam água da chuva que se perderia no escoamento superficial direto. Isso permite maior armazenamento de água no solo, ao invés de extraí-la, como fazem as

represas em áreas úmidas, ou de reter o fluxo, como as localizadas em nascentes e leitos fluviais.

Figura 54 - SBH do C. Cachoeirinha: Padrão de represas mapeadas



Fonte: Elaborado pelo autor

Dentre os vários tipos de represas mapeadas, cabe ainda destacar as localizadas em zonas úmidas e voltadas à aquicultura (Figura 54 e). Impulsionada por incentivos governamentais, a construção de “tanques de peixe” tem crescido nos últimos anos.

Localizadas, em sua maioria, sobre zonas de alta umidade, as represas alteram a dinâmica de circulação natural das águas, mediante a retenção de fluxos de superfície ou a drenagem de fluxos de subsuperfície.

A mensuração da dinâmica de circulação das águas em represas localizadas sobre canais de primeira ordem amplia a compreensão dos impactos dessas feições artificiais sobre a dinâmica de escoamento.

Esses efeitos foram observados no monitoramento de uma das represas, conforme a Figura 54 d. Trata-se da terceira represa de um sistema em cascata, localizada sob a Suíte Intrusiva Santa Cruz e o domínio de Argissolos Vermelhos e Neossolos Flúvicos. A análise revelou que a represa apresentou elevada capacidade de retenção do fluxo de água.

De acordo com os dados (Tabela 18) (Figura 55), o monitoramento constatou a retenção de 100% do fluxo em 17 dos 24 meses. Em apenas seis meses (de janeiro a junho de 2023) foi observado fluxo de saída para o canal.

Tabela 18 - SBH do C. Cachoeirinha: Dinâmica hídrica da represa

| Mês | Precipitação (mm) | Entrada (m ³ /d) | Saída (m ³ /d) | Nível Freático (-m) |
|--------|-------------------|-----------------------------|---------------------------|---------------------|
| jan/23 | 279.51 | 0.330 | 0.160 | -4.17 |
| fev/23 | 225.78 | 0.350 | 0.170 | -4.20 |
| mar/23 | 291.85 | 0.336 | 0.171 | -4.17 |
| abr/23 | 215.60 | 0.364 | 0.183 | -4.2 |
| mai/23 | 54.36 | 0.283 | 0.128 | -4.9 |
| jun/23 | 16.01 | 0.204 | 0.077 | -5.14 |
| jul/23 | 0.00 | 0.091 | 0.000 | -5.71 |
| ago/23 | 37.40 | 0.000 | 0.000 | -6.2 |
| set/23 | 32.50 | 0.000 | 0.000 | -8.11 |
| out/23 | 86.37 | 0.000 | 0.000 | -7.17 |
| nov/23 | 44.18 | 0.000 | 0.000 | -7.48 |
| dez/23 | 158.70 | 0.000 | 0.000 | -7.5 |
| jan/24 | 290.60 | 0.000 | 0.000 | -7.5 |
| fev/24 | 159.52 | 0.000 | 0.000 | -7.5 |
| mar/24 | 228.08 | 0.238 | 0.000 | -6.05 |
| abr/24 | 166.12 | 0.021 | 0.000 | -5.97 |
| mai/24 | 53.03 | 0.008 | 0.000 | -6.08 |
| jun/24 | 0.51 | 0.000 | 0.000 | -6.5 |
| jul/24 | 0.00 | 0.000 | 0.000 | -7.05 |
| ago/24 | 0.00 | 0.000 | 0.000 | -8.12 |
| set/24 | 27.68 | 0.000 | 0.000 | -8.12 |

| | | | | |
|--------|--------|-------|-------|-------|
| out/24 | 113.77 | 0.011 | 0.000 | -8.29 |
| nov/24 | 320.21 | 0.182 | 0.000 | -8.14 |
| dez/24 | 310.50 | 0.186 | 0.000 | -7.25 |

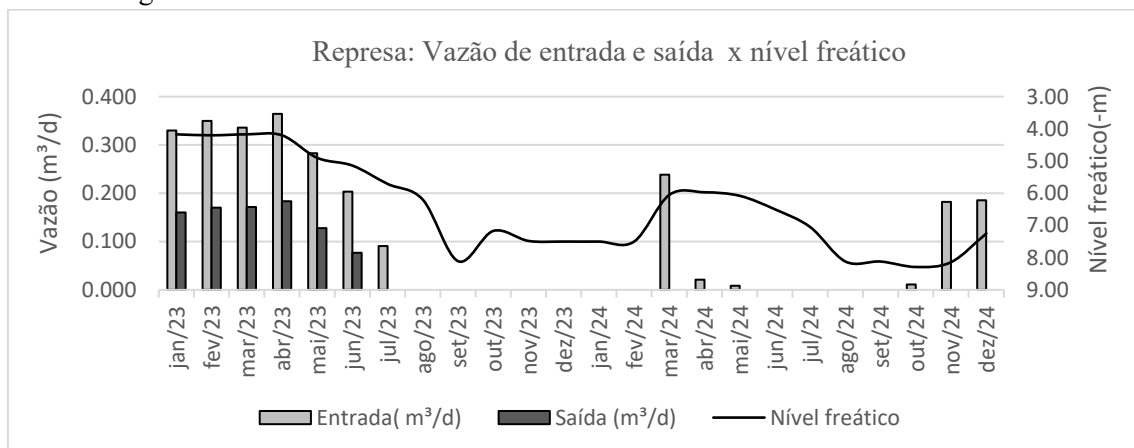
Fonte: Elaborado pelo autor

Mesmo nos meses em que se apresentou fluxo de entrada e saída, o volume de saída foi consideravelmente inferior ao de entrada. Com médias de 0,311 m³/dia (entrada) e 0,148 m³/dia (saída), a represa retém, em média, 0,163 m³/dia, o que representa uma retenção de 52,45% do fluxo nos meses de vazão contínua.

Acompanhando o ritmo das chuvas e a variação do nível freático, os fluxos de entrada na represa foram interrompidos em agosto de 2023. Com precipitação irregular, a represa passou a ter fluxo de entrada somente em alguns meses de 2024.

A correlação entre o fluxo do reservatório e o nível freático revela que a represa verteu água quando o nível variou de 4,17 m a 5,14 m (janeiro a junho de 2023). Após baixar para 5,71 m em julho de 2023, a represa perdeu essa capacidade, mantendo-se assim até dezembro de 2024, quando o nível freático atingiu 7,50 metros. Esses dados evidenciam a influência do nível freático na capacidade de vertimento.

Figura 55 - SBH do C. Cachoeirinha: Vazão de entrada e saída x nível freático



Fonte: Elaborado pelo autor

Outro fator com influência direta na retenção é o volume do reservatório. Com área de 4.178,73 m² e profundidade média de 1,10 m, a represa analisada tem capacidade para armazenar 4.596,60 m³. Em um cenário hipotético, considerando a média de entrada de 0,311 m³/dia, a represa poderia reter este fluxo por aproximadamente 14.780 dias.

Ressalvado o caso hipotético, o fato é que os volumes retidos pela represa impactam a dinâmica de fluxo natural. Cabe ainda destacar que a mesma, depende do volume vertido pelas outras duas represas do sistema. Como um todo, o sistema em

cascata possui um reservatório de 7.610,21 m² e capacidade para armazenar 8.371,23 m³, evidenciando o impacto desses reservatórios sobre a dinâmica dos canais de primeira ordem.

Partindo desse cenário, pode-se inferir o impacto sobre a circulação das águas das 153 represas da sub-bacia, que somam 74.541,56 m² e possuem capacidade para armazenar aproximadamente 81.995,72 m³.

Ressalvadas as probabilidades, é possível afirmar que, com base nas condições analisadas, as feições observadas são capazes de reter todo o fluxo de escoamento dos canais de primeira ordem, não apenas na estiagem, mas também durante períodos chuvosos irregulares. Isso priva os canais de ordem superior dos fluxos de água, o que impacta a variação do deflúvio anual e compromete a regularidade da disponibilidade hídrica na rede de drenagem.

4.3 Sub-bacia do Córrego Corgão: Características geológicas, hidrogeológicas, geomorfológicas e pedológicas.

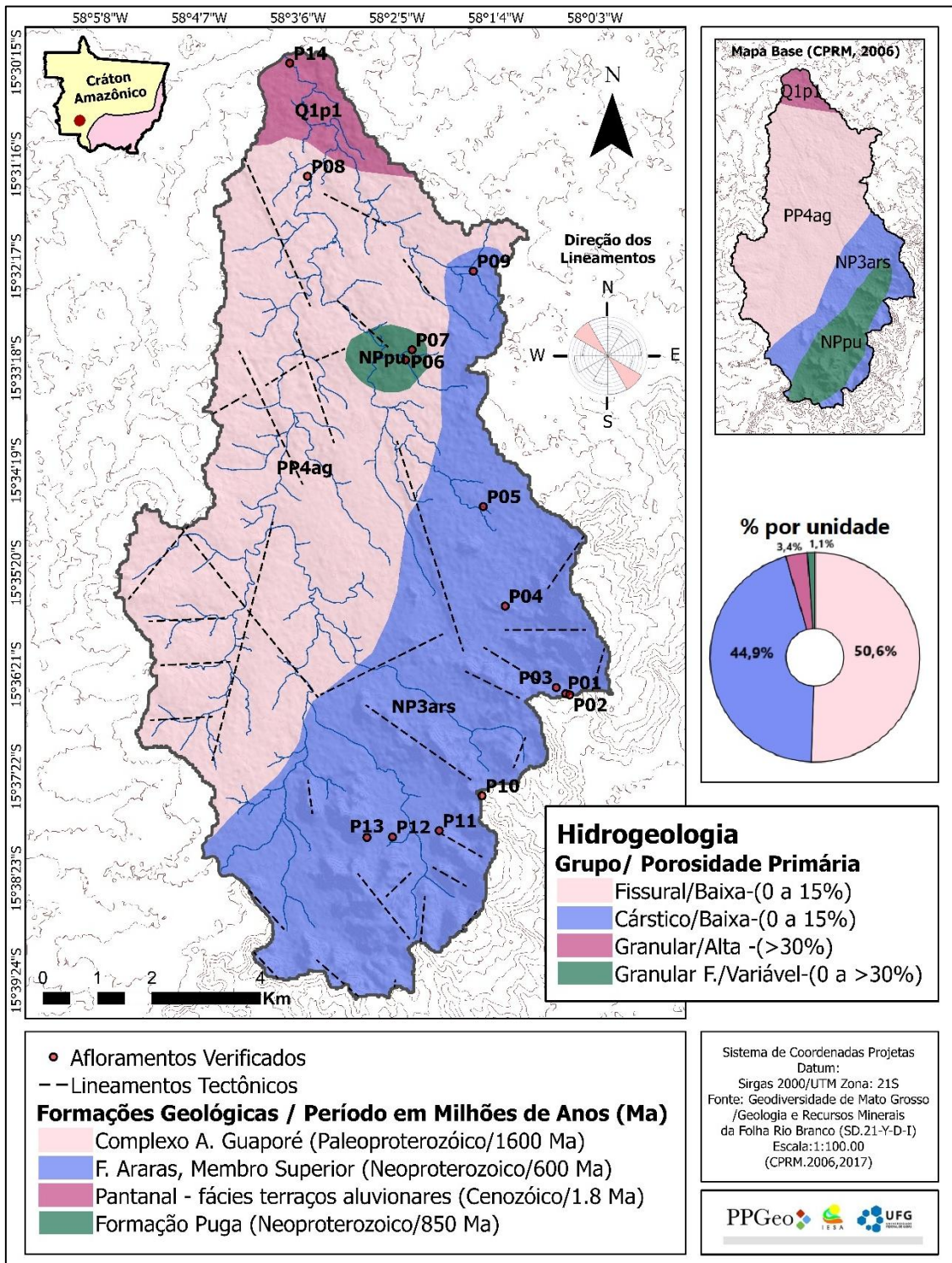
4.3.1 Contexto geológico e hidrogeológico.

A caracterização geológica em nível de detalhe constitui um procedimento essencial para o estudo integrado da paisagem. Considerando que as bases de dados oficiais disponíveis para a área estão na escala de 1:250.000, constatou-se a necessidade de refinar essa escala. Para isso, realizou-se a reanálise dos dados da SGB (2006) e levantamentos de campo para a obtenção de um mapa geológico na escala de 1:100.000.

Conforme o levantamento de campo, foram analisados 14 afloramentos. A partir das observações, foi possível identificar, ajustar e quantificar os percentuais de área das quatro unidades litoestratigráficas em relação ao mapa-base (Figura 56).

De acordo com os dados, o Complexo Alto Guaporé, identificado no ponto P-08, corresponde à formação de maior domínio, ocupando 50,06% da área. O segundo maior domínio (40,9%) é caracterizado pela Formação Araras (Membro Superior), evidenciada na maioria dos afloramentos (P-01 a P-05 e P-09 a P-13). O terceiro domínio é a Formação Pantanal, que ocupa 3,4% da área e foi analisada no ponto P-14. A última unidade, a Formação Puga, representa apenas 1,1% da área e pode ser identificada nos pontos P-06 e P-07, formação esta, com o maior ajuste espacial em relação ao mapa-base.

Figura 56 - SBH C. Corgão: Estrutura Geológica e hidrogeológica



Fonte: Elaborado pelo autor

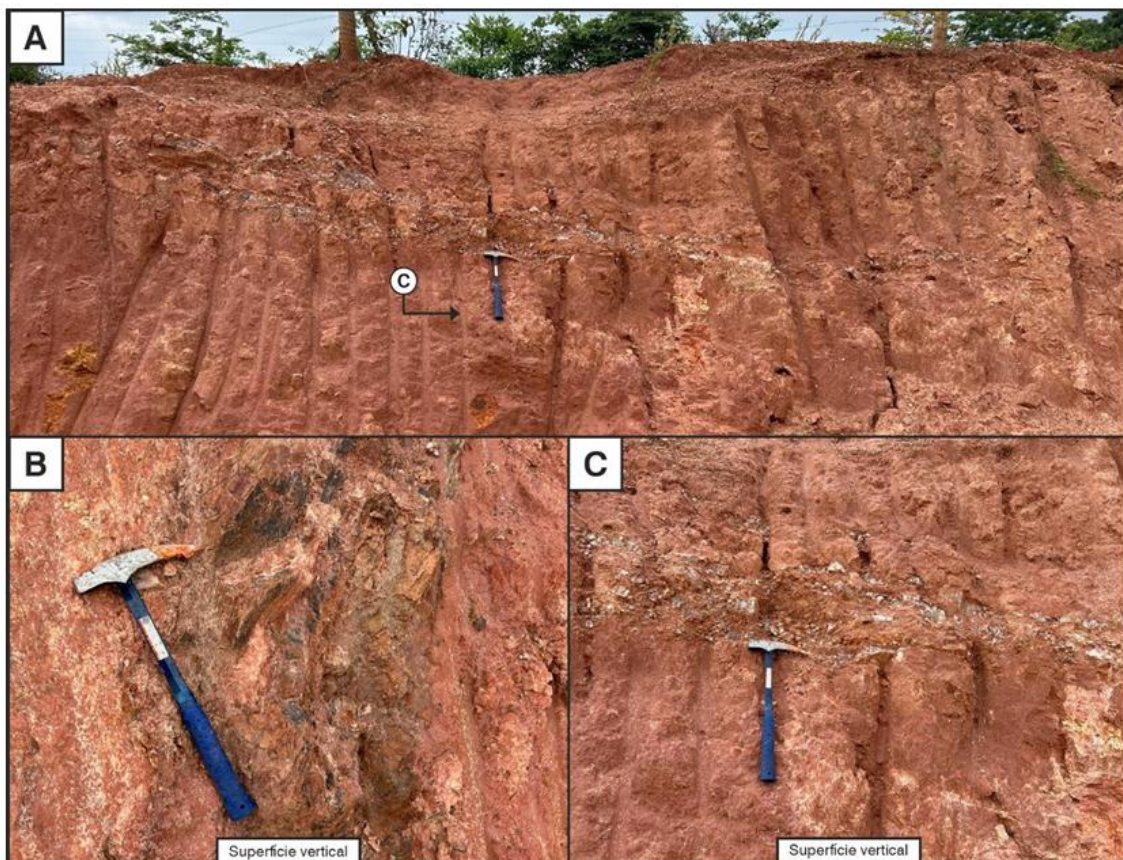
Com base no mapa e nos dados de campo, foi possível aprimorar a compreensão das características hidrogeológicas da sub-bacia, por meio da análise da composição litológica e das propriedades de permeabilidade e armazenamento de água. Essas

características impactam diretamente o comportamento e a disponibilidade hídrica na paisagem, conforme a análise detalhada a seguir.

Complexo Alto Guaporé (PP4ag) – Paleoproterozoico: Entre as principais litologias que compõem o embasamento cristalino do Cráton Amazônico na região, destaca-se o Complexo Alto Guaporé. Segundo Menezes (1993), ele é formado por gnaisses bandados, migmatitos e leucogranitos polideformados, que registram os eventos orogênicos que moldaram a crosta continental da área. O embasamento Paleoproterozoico é representado por essas rochas, que ocorrem em porções restritas do substrato e marcam antigos eventos orogênicos (ALVARENGA; TROMPETTE, 1992; CPRM, 2006).

Na área mapeada, o Complexo Alto Guaporé é evidenciado no afloramento P-08, marcado pela presença de muscovita-xistos com elevado grau de alteração (Figura 57 a, b, c).

Figura 57 - SBH C. Corgão: Afloramento do Complexo Alto Guaporé



(a) Visão geral do afloramento do Complexo Alto Guaporé, classificado como (b) muscovita-xisto e (c) veios de quartzo, variando de 15 a 20 centímetros de espessura. Fonte: O autor (2024)

Esses xistos apresentam uma textura sedosa, bem perceptível nas superfícies de foliação e atribuída ao alinhamento dos cristais de muscovita, embora o brilho original

esteja parcialmente comprometido devido ao intemperismo. O perfil pedológico do afloramento é composto por material saprolítico de tonalidade laranja-avermelhada, com aproximadamente 2 metros de espessura, onde o muscovita-xisto exibe aspecto quebradiço e friável, consequência de intensos processos de intemperismo químico.

A coloração marrom-alaranjada do saprólito é característica da liberação de óxidos de ferro durante a degradação dos minerais. A silicificação é destacada por veios de quartzo, com espessuras que variam entre 15 e 20 centímetros, que atravessam o muscovita-xisto (Figura 57 a c). Esses veios, formados pela circulação de fluidos silicosos, conferem maior resistência às áreas que cortam, em contraste com o restante da rocha, que se encontra mais alterada. Evidências de esforços tectônicos também são observadas no afloramento, incluindo truncamentos bem definidos que refletem a reconfiguração estrutural da unidade.

A permeabilidade primária dessa rocha é naturalmente baixa devido à sua textura e foliação, que limitam a conectividade dos poros. No caso do muscovita-xisto, a orientação dos minerais lamelares cria planos preferenciais de fratura, mas não favorece uma porosidade significativa. No entanto, zonas de falhas e fraturas podem atuar como condutos secundários, formando pequenos aquíferos localizados.

Conforme Abreu e Paula (2020), esses aquíferos apresentam produtividade que varia de muito baixa a localmente baixa (Classe 5), com vazões entre 1 e 10 m³/h, ou podem ter vazões inferiores a 1 m³/h (Classe 6). Embora pouco produtivos, são essenciais para o abastecimento hídrico em áreas isoladas.

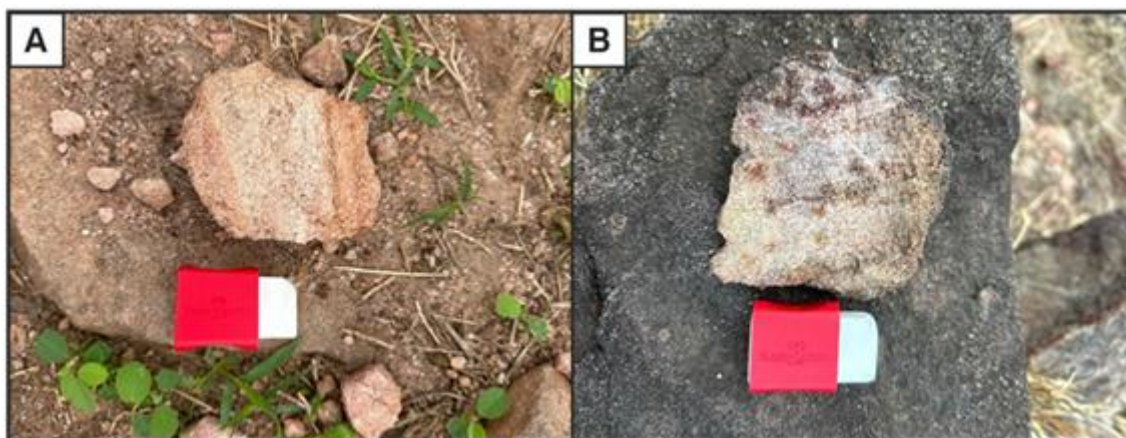
Formação Araras Superior (NP3ars) – Neoproterozoico: Conforme Alvarenga e Trompette (1992), a Formação Araras Superior é composta por rochas carbonáticas, como calcários e dolomitos, depositadas em uma plataforma marinha rasa durante uma transgressão pós-glacial. Figueiredo *et al.* (1972) a descrevem com espessura média de 800 m, subdividida em três unidades: a base, com margas e calcários; a porção intermediária, com dolomitos; e o topo, composto por dolomitos com nódulos de sílex.

As rochas da formação possuem características típicas de ambientes carbonáticos, como nódulos de sílex, indicando sedimentação estável (RUDNITZKI; NOGUEIRA, 2012). O Mapa Geológico de Mato Grosso detalha o Membro Superior como sendo composto por dolomitos, arenitos e siltitos. Além de sua importância geológica, as rochas da Formação Araras têm grande valor econômico, sendo utilizadas como insumos agrícolas e corretivos de solo (CPRM, 2006).

Essas características puderam ser constatadas na análise de 10 afloramentos. Nos pontos P-01 e P-02 (Figura 58 a e b), foi possível evidenciar a subdivisão proposta por Figueiredo *et al.* (1972), marcada no nível superior pela presença de arenitos com mais de 90% de quartzo. No afloramento P-01 (Figura 58 a), observou-se uma coloração creme-alaranjada, associada à presença de óxidos de ferro, o que pode refletir deposição em ambiente oxidante.

O afloramento P-02 (Figura 58 b), por sua vez, exibe uma granulometria que varia de média a fina. As manchas escuras observadas podem estar associadas a processos de intemperismo químico. A granulometria mais fina desse afloramento pode indicar um ambiente de deposição de menor energia.

Figura 58 - SBH C. Corgão: Formação Araras Superior P 01 e 02



(a) e (b) Arenitos finos da Formação Araras Superior, evidenciando a alta concentração de quartzo em sua composição. Fonte: O autor (2024)

Hidrogeologicamente, a textura observada nos afloramentos dos pontos P-01 e P-02 pode comprometer a qualidade do aquífero. Isso ocorre em função da seleção inadequada dos grãos, que reduz a porosidade efetiva da rocha, pois os grãos mais finos tendem a preencher os espaços intergranulares.

De um modo geral, os dois afloramentos podem atuar como aquíferos de baixa a moderada produtividade, dependendo do grau de cimentação e da presença de fraturas. O P-01, com sua granulometria mais heterogênea, apresenta maior potencial de armazenamento em comparação ao P-02, que tende a ser menos permeável. Ambos os afloramentos podem influenciar o sistema aquífero local, contribuindo para a recarga e o armazenamento em zonas específicas.

Já nos afloramentos P-03 (Figura 59) e P-10 (Figura 60 a, b), foi identificada a presença de arenitos finos intercalados com lentes de siltitos e blocos de sílex de cor

branco-avermelhada. Essa observação confirma as descrições litológicas do Mapa Geológico do Estado de Mato Grosso (CPRM, 2006) e correlaciona-se com as descrições da porção de topo de Figueiredo *et al.* (1974).

O afloramento P-03, identificado em um corte de aterro, caracteriza-se por um horizonte pedológico de aproximadamente 3 metros, composto por material saprolítico de arenito com tonalidade laranja-avermelhada. Nessa matriz estão inseridos blocos de sílex de coloração branco-arroxeadada, que podem indicar silicificação secundária. Na base do perfil, a presença de siltito de coloração cinza-escuro sugere deposição em um ambiente de baixa energia, como lagos ou mares rasos.

Figura 59 - SBH C. Corgão: Formação Araras Superior P 03



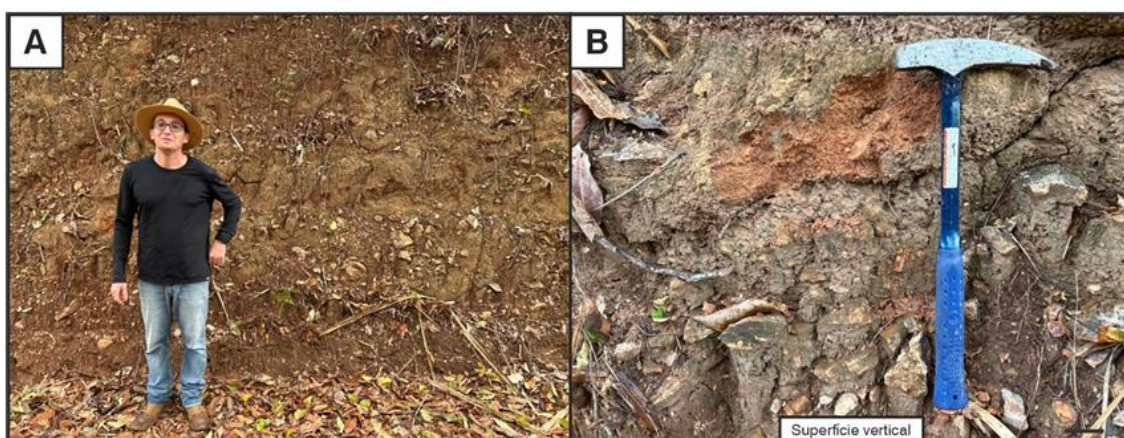
Afloramento P-03 exibindo bloco de arenitos finos intercalados com lentes de siltitos (em rosa) de coloração cinza-escuro e blocos de nódulos de sílex na cor branca avermelhada (em amarelo). Fonte: O autor (2024)

Essa sequência estratigráfica caracteriza a Formação Araras, com arenitos oxidados sobrepostos a nódulos de sílex e uma base de siltitos. A presença do sílex reforça a hipótese de condições diagenéticas específicas, enquanto o arenito alaranjado reflete processos pós-deposicionais.

No afloramento P-10 (Figura 60 a, b), foram identificadas camadas de arenito com menor grau de intemperismo, caracterizadas por sua preservação estrutural e tonalidade mais uniforme.

Essas camadas encontram-se intercaladas com níveis compostos por blocos de sílex, que apresentam coloração predominantemente branca com tonalidades arroxeadas. Essa disposição estratigráfica sugere episódios alternados de sedimentação arenítica e processos de silicificação, possivelmente associados a variações paleoambientais ou diagenéticas.

Figura 60 - SBH C. Corgão: Formação Araras Superior P 10



(a) e (b) Afloramento, exibindo camadas de arenitos intercaladas com níveis compostos por blocos de sílex. Fonte: O autor (2024)

De forma semelhante, os afloramentos P-04, P-11, P-12 e P-13 pertencem a uma fácies da Formação Araras, caracterizada por calcários dolomíticos silicosos de coloração creme-acinzentada e textura micrítica, com evidente influência de processos de silicificação. O afloramento P-04 (Figura 61a) apresenta rochas bem consolidadas, com fraturas preenchidas por óxidos de ferro, indicando um estágio avançado de silicificação.

No afloramento P-11 (Figura 61b), predominam fragmentos de calcário dolomítico silicificado. Foi observada uma recristalização nas superfícies frescas, o que pode sugerir um ambiente diagenético preservado com baixa ação intempérica.

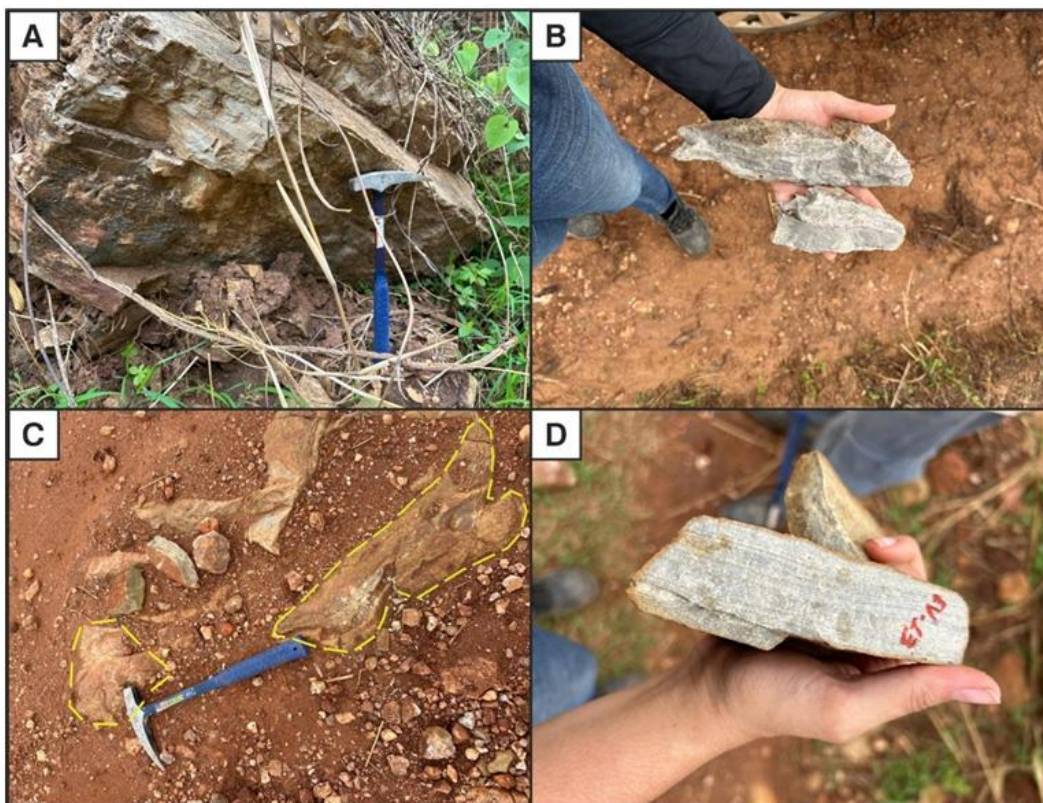
O afloramento P-12 (Figura 61c) é composto por blocos de calcário dolomítico silicificado, com marcantes linhas de alteração. A coloração creme, intercalada com manchas avermelhadas de oxidação, sugere exposição prolongada e erosão diferencial, o que resulta em um relevo residual.

Por fim, o afloramento P-13 (Figura 61d) caracteriza-se por fragmentos de calcário com coloração creme-esverdeada. As lineações internas indicam recristalização,

possivelmente vinculada a condições diagenéticas que favoreceram a silicificação em ambiente marinho raso.

Em conjunto, esses afloramentos refletem processos deposicionais e diagenéticos distintos na porção intermediária da Formação Araras, evidenciando a silicificação como um fator predominante na evolução litológica dessa unidade.

Figura 61 - SBH C. Corgão: Formação Araras Superior P 04, 11, 12 e 13.



(a) Afloramento P-04, (b) afloramento P-11, (c) afloramento P-12 (em amarelo) e (d) afloramento P-13 exibindo calcários dolomíticos silicosos. Fonte: O autor (2024)

O afloramento P-09 (Figura 62), por sua vez, é definido como um calcarenito de cor creme-esverdeada com matriz fina, litologia atribuída à porção intermediária da formação.

Figura 62 - SBH C. Corgão: Formação Araras Superior P 09



Destacado pela presença de um calcarenito da Fm. Araras
Fonte: O autor (2024)

O aumento do conteúdo de sílica observado nesses afloramentos pode estar relacionado a um ambiente marinho raso, onde a redução na saturação de carbonato de cálcio favorece a estabilidade química e a precipitação da sílica.

Essas rochas intercalam-se com calcários calcínicos de cor cinza-escura, os quais são betuminosos devido a faixas milimétricas de mudstone com betume que ocupam a porosidade intercrystalina. Essa composição lhes fornece uma coloração semelhante à do carbono, com tonalidades claras e escuras, conforme identificado no afloramento P-05 (Figura 63).

Figura 63 - SBH C. Corgão: Formação Araras Superior P05.



Afloramento P-05 marcado pela presença de calcários calcínicos de cor cinza escura.
Fonte: O autor (2024)

Hidrogeologicamente, os carbonatos possuem elevada permeabilidade secundária, desenvolvida por processos de fraturamento e dissolução (carstificação), o que torna a unidade um importante aquífero regional. Porém, apesar de os calcários apresentarem boa capacidade aquífera, sua permeabilidade depende da variação das fácies litológicas.

Nos afloramentos P-03 e P-10, os arenitos finos intercalados com lentes de siltitos indicam heterogeneidade no armazenamento, com os arenitos atuando como aquíferos locais e os siltitos como barreiras hidráulicas. Já nos afloramentos P-04, P-11, P-12 e P-13, os calcários dolomíticos silicosos apresentam potencial para desenvolver porosidade secundária, mas a presença de sílica pode reduzir a conectividade entre os poros.

No afloramento P-09, o calcarenito sugere maior capacidade de transmissão de água devido à sua matriz fina. Por fim, os calcários betuminosos do afloramento P-05 atuam como selos naturais devido à ocupação da porosidade por betume, além de afetar a qualidade da água subterrânea.

Desta forma, o conjunto de litologias reflete um sistema hidrogeológico compartimentado, com potencial variável conforme a distribuição espacial das unidades.

Essas constatações convergem com a classificação de Abreu e Paula (2020), que definem os aquíferos da Formação Araras como sendo de “livre a confinado”, descontínuos e de extensão regional. Apresentam produtividade geralmente baixa, com ocorrências de produção moderada (Classe 4) e vazões entre 10 e 25 m³/h. A circulação de água ocorre predominantemente por fraturas. O aspecto heterogêneo e anisotrópico reflete, portanto, as variações na capacidade de armazenamento e fluxo.

Formação Puga (NPpu) – Neoproterozoico. Adicionalmente, as unidades paleoproterozoicas do embasamento cristalino são sobrepostas por formações pertencentes à Faixa Paraguai, uma faixa dobrada de idade neoproterozoica. A Faixa Paraguai é composta por depósitos glaciogênicos da Formação Puga, bem como por rochas carbonáticas e siliciclásticas associadas à Formação Araras, que representam ambientes de plataforma marinha (ALVARENGA; TROMPETTE, 1992; ARAÚJO, 2008).

Essas unidades são sobrepostas de maneira discordante por depósitos fanerozoicos da Bacia dos Parecis, que refletem eventos de sedimentação mais recentes (BARROS *et al.* 1982; NOGUEIRA, 2003). Os depósitos glaciomarinheiros do Neoproterozoico compreendem a Formação Puga, que, segundo Alvarenga *et al.* (2004), é uma unidade constituída predominantemente por diamictitos, intercalados com arenitos e siltitos.

As características litológicas que indicam deposição em um ambiente glaciomarinho são marcadas pela presença de blocos e seixos dispersos em uma matriz fina, relacionada ao derretimento de geleiras e à ação de correntes turbidíticas (NOGUEIRA, 2003).

Esses processos foram observados nos afloramentos dos pontos P-06 (Figura 64a) e P-07 (Figura 64b), que revelam rochas pertencentes à Formação Puga, caracterizadas pela presença de diamictitos. Estes são marcados por uma matriz fina de coloração marrom-esverdeada, na qual estão imersos clastos de composição variada, com predominância de quartzo. Os clastos são arredondados e sustentados pela matriz, que preenche os interstícios entre os fragmentos maiores. Esses elementos evidenciam a natureza heterogênea da rocha, formando uma estrutura conglomerática típica. A espessura média do afloramento nesses pontos é de cerca de 1 metro

Figura 64 - SBH C. Corgão: Formação Puga P 06 e 07.



(a) Diamictito aflorante da Formação Puga e (b) fragmentos do diamictitos com presença de quartzos arredondados. Fonte: O autor (2024)

Em termos hidrogeológicos, os afloramentos nos pontos P-06 e P-07, onde estão as rochas da Formação Puga, evidenciam aspectos importantes para o entendimento do comportamento da água subterrânea. Os diamictitos, compostos por uma matriz fina de cor marrom-esverdeada e clastos arredondados, caracterizam um ambiente de deposição que pode influenciar a permeabilidade. A matriz fina tende a ter baixa permeabilidade, o que pode atuar como uma barreira à infiltração, controlando o fluxo vertical.

No entanto, a presença de clastos e a heterogeneidade do material podem gerar interstícios ou fraturas, favorecendo a movimentação de água, principalmente onde blocos maiores estão dispersos. Esses seixos, ao criarem espaços porosos, podem atuar

como condutores locais de água, o que permite uma permeabilidade localizada. Essa variação pode criar um padrão de fluxo não uniforme, com zonas de maior e menor condutividade hidráulica.

Além disso, a presença de blocos dispersos pode indicar zonas de fraturamento que, em ambientes hidrogeológicos, atuam como condutos. A espessura média de 1 metro desses afloramentos pode ser significativa na construção de um modelo hidrogeológico local, ajudando a compreender a distribuição da água subterrânea.

A matriz fina marrom-esverdeada também pode estar associada a uma fácies mais argilosa, o que sugere que a retenção de água pode ser mais significativa nessas áreas, dificultando o fluxo livre. No entanto, áreas de fraturas ou de maior concentração de clastos podem proporcionar maior capacidade de armazenamento e fluxo, conferindo-lhes porosidade primária variável (de 0 a >30%), de acordo com a classificação da CPRM (2006).

Para Abreu e Paula (2020), a Formação Puga está associada aos aquíferos típicos do Embasamento Cristalino Indiferenciado, de baixa produtividade. Apesar de a formação apresentar porosidade variável, os dados observados no afloramento evidenciam restrições na circulação dos fluxos de água subterrânea, aproximando sua capacidade hidrológica da classificação dos autores.

Formação Pantanal (Q1p1) -Cenozóico (P14): Ocupando uma pequena porção no segmento final da sub-bacia, a Formação Pantanal é constituída por terraços aluviais sub-recentes, formados por sedimentos areno-argilosos e semi-consolidados que compõem uma unidade de alta porosidade primária (>30%) (CPRM, 2006).

A existência de camadas sedimentares arenosas e de cascalhos permeáveis, associada a sedimentos argilosos, proporciona boa capacidade de armazenamento e circulação de água, em virtude da homogeneidade e da expressividade hidrodinâmica lateral (CPRM, 2020).

Apesar da elevada porosidade primária, Abreu e Paula (2020) destacam que as propriedades hidrogeológicas da formação são caracterizadas por um aquífero livre e contínuo, de extensão regional, com espessura de até 40 metros. A produtividade está condicionada às variações granulométricas dos sedimentos, sendo melhor nas porções arenosas e reduzida nas argilosas, o que ocasiona grandes variações na permeabilidade. Isso implica, como um todo, em uma produtividade que varia de baixa a muito baixa (Classe 5), com vazões entre 1 e 10 m³/h.

4.3.1.1 Implicações sobre o levantamento e ajustes da base de dados geológicos.

O ajuste dos parâmetros geológicos mapeados, da sub-bacia revelou uma complexidade litoestratigráfica que abrange unidades do Paleoproterozoico ao Cenozoico, com destaque para o papel hidrogeológico das formações identificadas. As unidades incluem o Complexo Alto Guaporé, a Formação Puga, a Formação Araras Superior e a Formação Pantanal.

O Complexo Alto Guaporé, identificado por muscovita-xistos com intemperismo e fraturamento, apresenta baixa permeabilidade primária. Contudo, as fraturas geradas por esforços tectônicos podem atuar como condutos para a circulação de água, formando aquíferos locais de baixa produtividade, mas que são fundamentais para áreas isoladas.

A Formação Puga, composta por diamictitos, reflete um ambiente glaciogênico. Hidrogeologicamente, essa unidade é marcada por baixa permeabilidade primária, mas falhas e zonas de fraturas podem permitir uma circulação limitada de água.

Na Formação Araras Superior, os calcários dolomíticos são os principais responsáveis pela formação de aquíferos regionais. A dissolução e o fraturamento promovem uma permeabilidade secundária significativa. No entanto, a presença de sílica e de camadas betuminosas pode criar barreiras hidráulicas, o que faz com que a formação apresente um comportamento aquífero semelhante a um sistema fraturado.

Por outro lado, os sedimentos não consolidados da Formação Pantanal representam um sistema aquífero livre. Este aquífero é caracterizado por alta porosidade e elevada capacidade de recarga, sendo uma fonte essencial para os usos locais, apesar das limitações associadas aos embasamentos de argila.

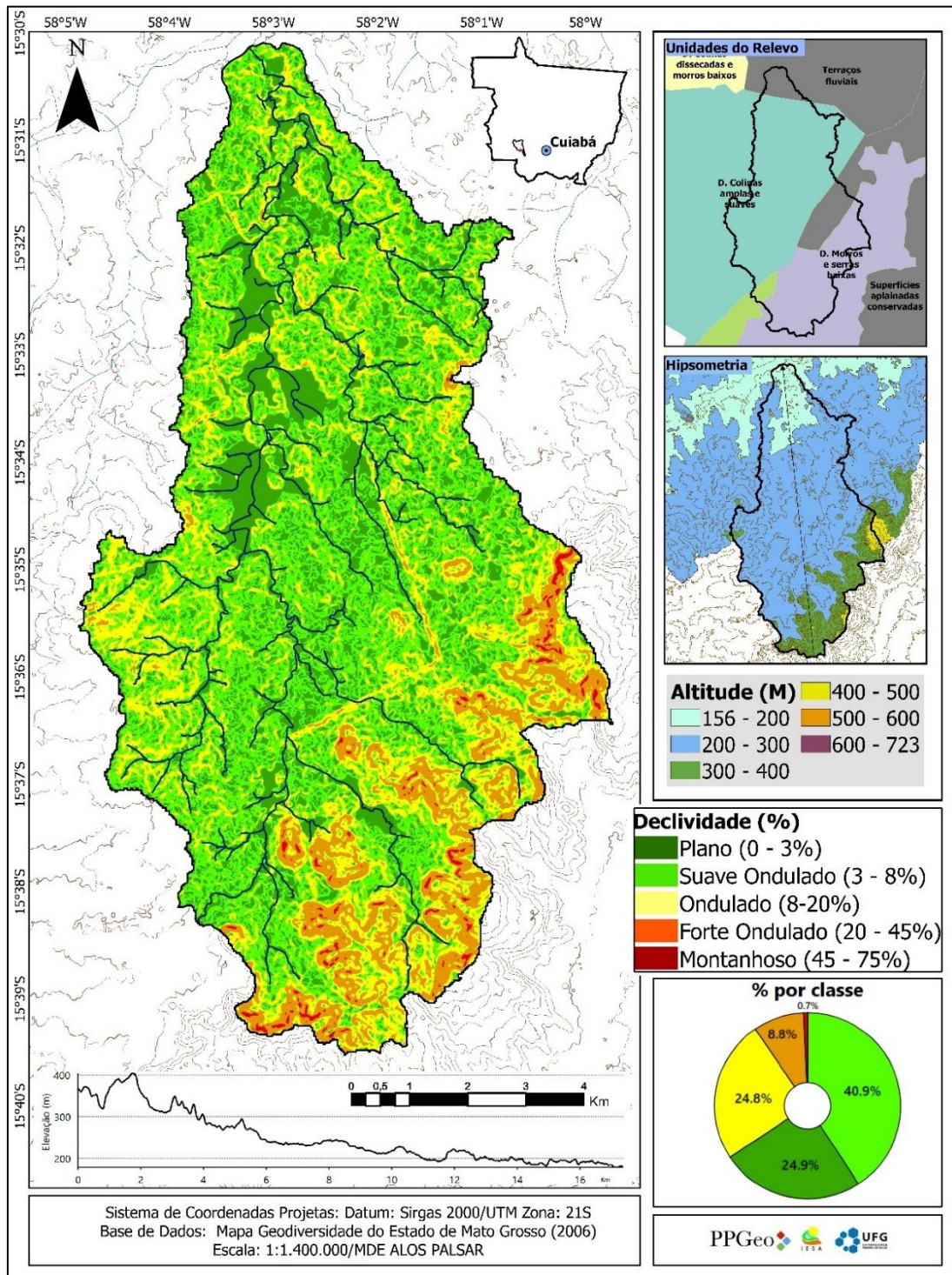
O conjunto dessas formações reflete um sistema hidrogeológico compartimentado, no qual a produtividade e a qualidade dos aquíferos variam conforme as características litológicas. A integração dos dados gerados neste estudo fornece uma base sólida para a compreensão dos padrões de escoamento, possibilitando a formulação de ações voltadas ao manejo sustentável dos recursos hídricos.

4.3.2 Aspectos Geomorfológicos: Relevo, declividade, tempo de concentração e TWI.

Com formações geológicas que variam de 600 a 1.800 milhões de anos, a sub-bacia encontra-se sob o domínio de quatro unidades de relevo, com predomínio de classes de declividade que vão de suave-ondulado a plano (Figura 65).

Nas porções de cabeceira, a sudeste (SE), prevalecem o Domínio de Morros e Serras Baixas e, a sudoeste (SO), porções de Superfícies Aplainadas. No médio curso, ocorrem associações de Superfícies Aplainadas e Terraços Fluviais, que marcam a paisagem de baixo curso. O maior domínio, no entanto, é constituído pelas Colinas Amplas e Suaves, que se estendem do alto ao baixo curso.

Figura 65 - SBH C. Corgão: Estrutura geomorfológica



Fonte: Elaborado pelo autor

Dominada por cotas mais elevadas no alto curso, a sub-bacia apresenta uma transição altimétrica abrupta, passando a um predomínio de cotas baixas (entre 156 e 200 metros), o que lhe confere baixa amplitude topográfica na maior parte de sua área.

Ao considerar as altitudes máxima (241 m) e mínima (172 m), notar-se uma amplitude altimétrica de 69 metros. A maior declividade está concentrada nos segmentos iniciais, onde o relevo apresenta baixo gradiente topográfico de montante para jusante. Considerando essa amplitude e o comprimento do canal principal (24.930 metros), constata-se uma declividade média de aproximadamente um centímetro (1 cm) por metro de canal, o que implica na formação de áreas úmidas e canais sinuosos de escoamento lento.

Sob essas condições hidrogeomorfológicas, a sub-bacia possui um tempo de concentração de aproximadamente 8,50 horas para escoar o volume precipitado da nascente à foz, apresentando um tempo de permanência da água relativamente longo, quando comparado ao das demais sub-bacias.

Refletindo os padrões topográficos, o levantamento das classes de declividade, revela o predomínio de relevos planos em todo o perímetro, com a interação de relevos ondulados e forte-ondulados situados a sudeste (SE), associados ao Domínio de Morros e Serras Baixas.

Conforme o levantamento, as áreas planas (0-3°) representam 24,86% da área, e o relevo suave-ondulado (3-8°) corresponde à maior classe, ocupando 40,86%. Somadas, essas duas classes representam 65,54% do total. Nesses terrenos, a movimentação da água ocorre de forma mais lenta, o que favorece a retenção e a infiltração. Com poucas alterações topográficas, a água superficial tende a se espalhar de forma uniforme, contribuindo para a formação de áreas úmidas.

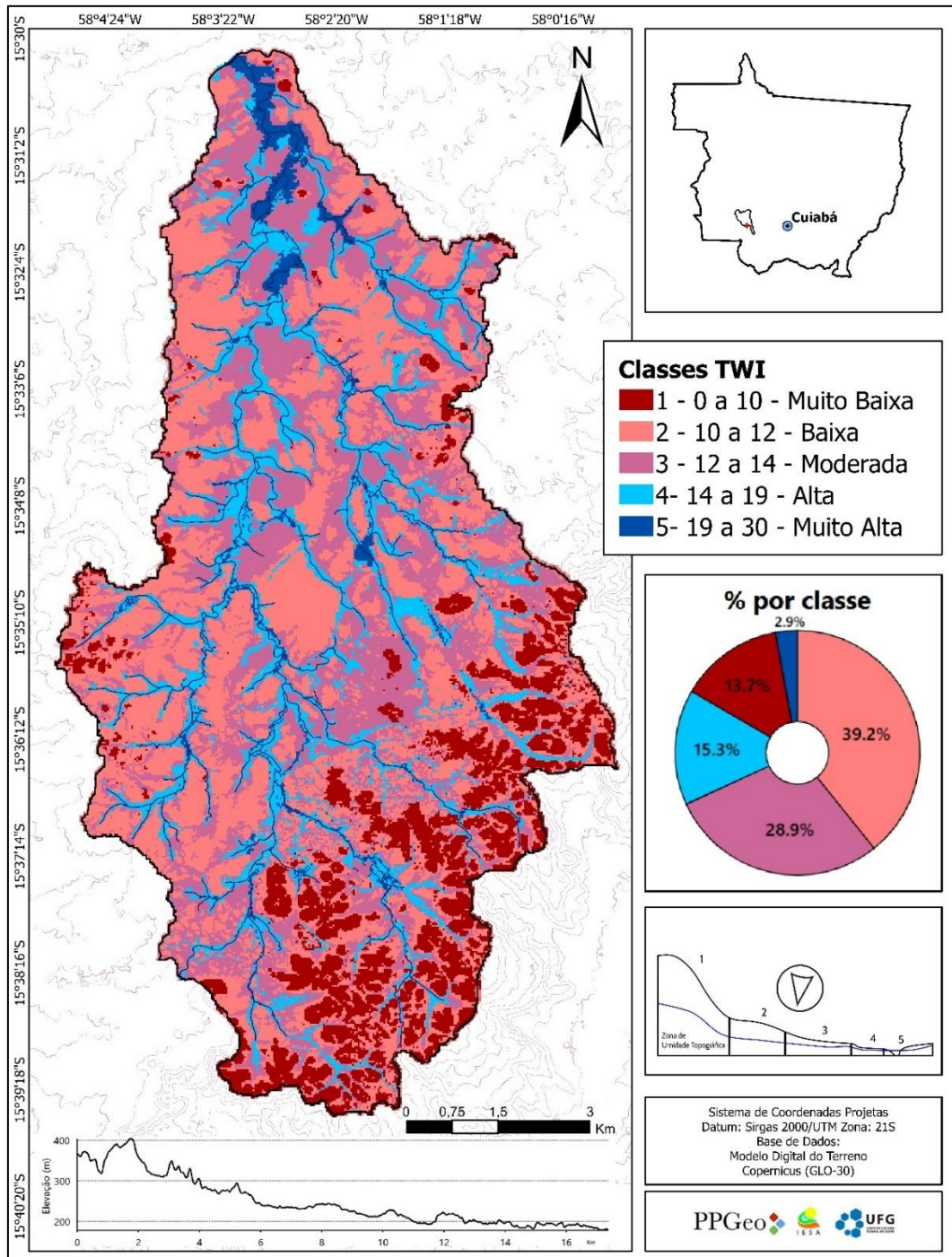
As classes de maior declividade, que abrangem os relevos ondulado (8-20°), forte-ondulado (20-45°) e montanhoso (45-75°), demonstram um padrão crescente de inclinação, concentrado na porção sudeste (SE). Dada a maior declividade, nessas áreas observa-se uma redução natural na capacidade de infiltração e um maior escoamento superficial, o que intensifica o risco de erosão.

O Índice de Umidade Topográfica (TWI), por sua vez, reflete os diferentes padrões de declividade e permite identificar as potencialidades e vulnerabilidades hidrológicas da paisagem, ao classificar as áreas com base em sua capacidade de acumular

água. Assim, é possível compreender como a topografia influencia a distribuição da umidade.

Os dados (Figura 66), da sub-bacia apresenta uma distribuição relativamente heterogênea entre as classes de umidade topográfica, com prevalência de áreas de baixa umidade.

Figura 66 - SBH C. Corgão: Classe do Índice de Umidade Topográfica (TWI)



Fonte: Elaborado pelo autor

Representando 13,7% da área, os índices de TWI "Muito Baixo" (0 a 10) estão concentrados na porção sudeste (SE) da sub-bacia, correspondendo aos domínios de morros e serras baixas. As áreas com TWI "Baixo" (10 a 12) somam 39,25% da área, sendo está, a maior das classes mapeadas. Somadas, essas duas categorias representam 52,95% da bacia com limitações na retenção de umidade.

Ocupando 28,89% da área, a classe de TWI "Moderado" (12 a 14) constitui um ambiente de transição e equilíbrio na capacidade de retenção de água. Por serem mais suscetíveis ao acúmulo, essas áreas são essenciais para a reposição de umidade do solo no período chuvoso.

Por sua vez, as classes com TWI "Alto" (14 a 19) representam 15,27% da área. Com maior capacidade de acumulação, correspondem às áreas úmidas e planícies de inundação.

Compondo a menor representação, com apenas 2,89%, a classe de TWI "Muito Alto" (19 a 30) representa as zonas de exfiltração, como nascentes, leitos de canais e planícies alagadas. Como um todo, essas áreas correspondem a zonas ripárias, essenciais para o controle da dinâmica de conectividade canal-aquífero e especialmente sensíveis nos sistemas de cabeceira.

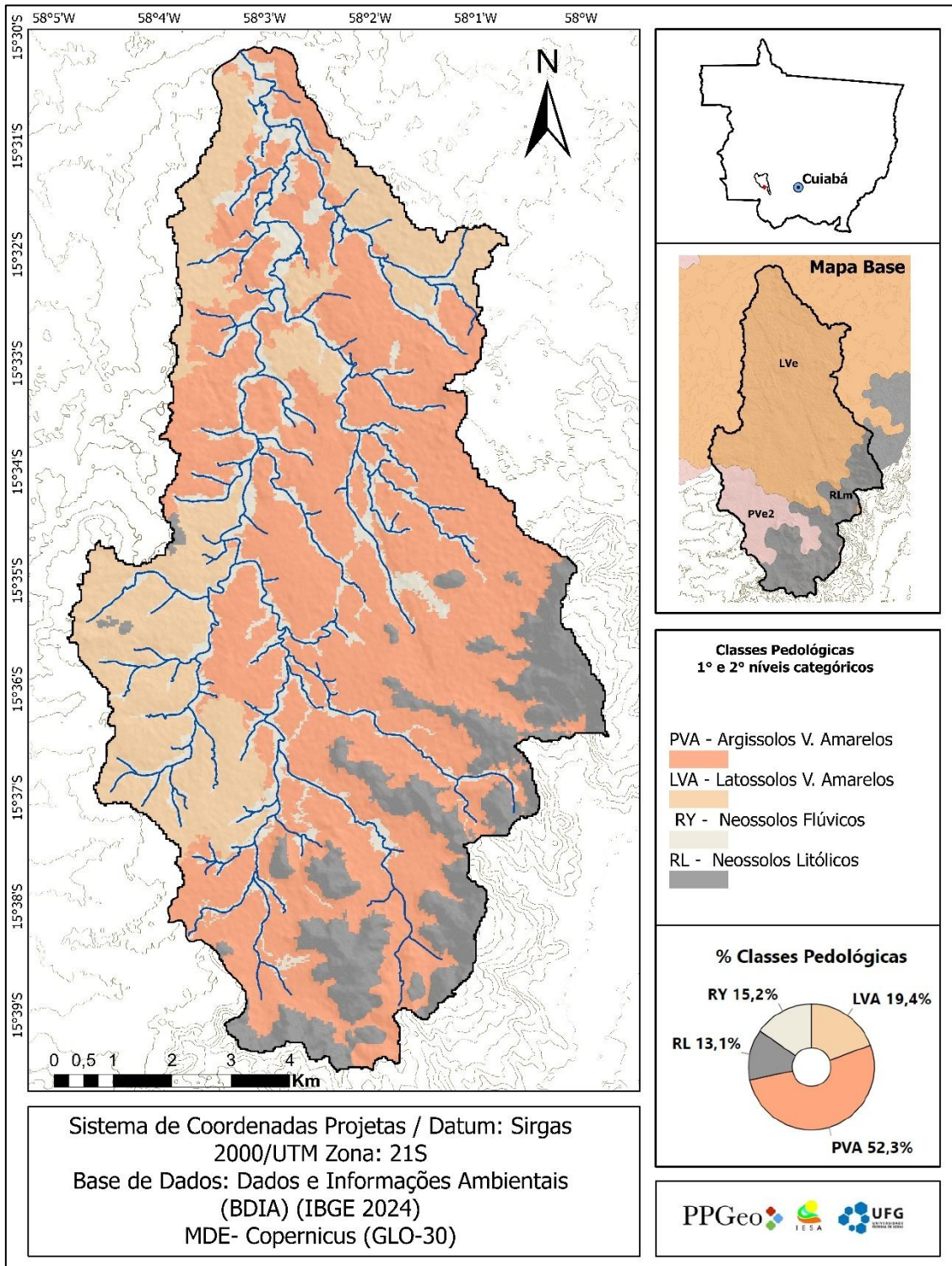
Os dados de TWI evidenciam que a sub-bacia é moderadamente drenada, com zonas úmidas concentradas em vales e planícies de inundação, indicando um equilíbrio entre escoamento e retenção. Os dados, portanto, apontam para uma boa capacidade de regulação hídrica em condições naturais, mas com vulnerabilidades específicas, como as áreas de baixa umidade concentradas na maior parte dos sistemas de cabeceira. Essa condição pode limitar a recarga de água subterrânea, comprometendo a disponibilidade hídrica e a perenidade dos canais nos períodos de estiagem.

4.3.3 Composição pedológica.

Conforme o levantamento pedométrico (Figura 67), foram identificadas quatro classes de solo na sub-bacia do: Argissolos Vermelho-Amarelos (PVA), Latossolos Vermelho-Amarelos (LVA), Neossolos Litólicos (RL) e Neossolos Flúvicos (RY). Essa identificação representa um avanço em relação ao mapa-base, que apontava apenas três classes pedológicas.

Observando os critérios de Sartori e Genovez (2011), a análise da distribuição espacial das classes de solo revela padrões com variações significativas no potencial hidrológico, o que influencia diretamente a disponibilidade hídrica da paisagem.

Figura 67 - SBH C. Corgão: Classes de solo



Fonte: Elaborado pelo autor

Compondo os solos de maior potencial hidrológico, os Latossolos Vermelho-Amarelos (LVA), que ocupam 19,38% da área, destacam-se como os mais eficientes na recarga de aquíferos. Esses solos, classificados como Grupo A/B, são fundamentais para a sustentabilidade hídrica, garantindo o suprimento de água subterrânea mesmo em períodos de seca.

Predominantes na área, os Argissolos Vermelho-Amarelos (PVA) estendem-se por 52,3% da bacia. Hidrologicamente, apresentam comportamento variável: solos sem camadas restritivas (Grupo B) contribuem para a infiltração moderada, enquanto aqueles com horizontes coesos (Grupo C ou D) favorecem o escoamento superficial, exigindo práticas de manejo para equilibrar a disponibilidade hídrica.

Localizados nos topos de serras e morros baixos, os Neossolos Litólicos (RL) correspondem a um percentual significativo (13,07%) da área, ocupando grande parte das áreas de recarga e nascentes. Eles compõem o grupo hidrológico com baixa capacidade de armazenamento (Grupo D). Sua principal contribuição é o escoamento superficial, o que os torna vulneráveis à degradação.

Correspondendo ao quarto tipo de solo mapeado, os Neossolos Flúvicos (RY) ocupam 15,25% da área. Localizados em áreas úmidas e planícies de inundação, atuam como reguladores sazonais. No entanto, sua saturação frequente (Grupo D) limita a recarga subterrânea, exigindo proteção como zonas de amortecimento de cheias e a regulação da conectividade canal-aquífero na zona ripária.

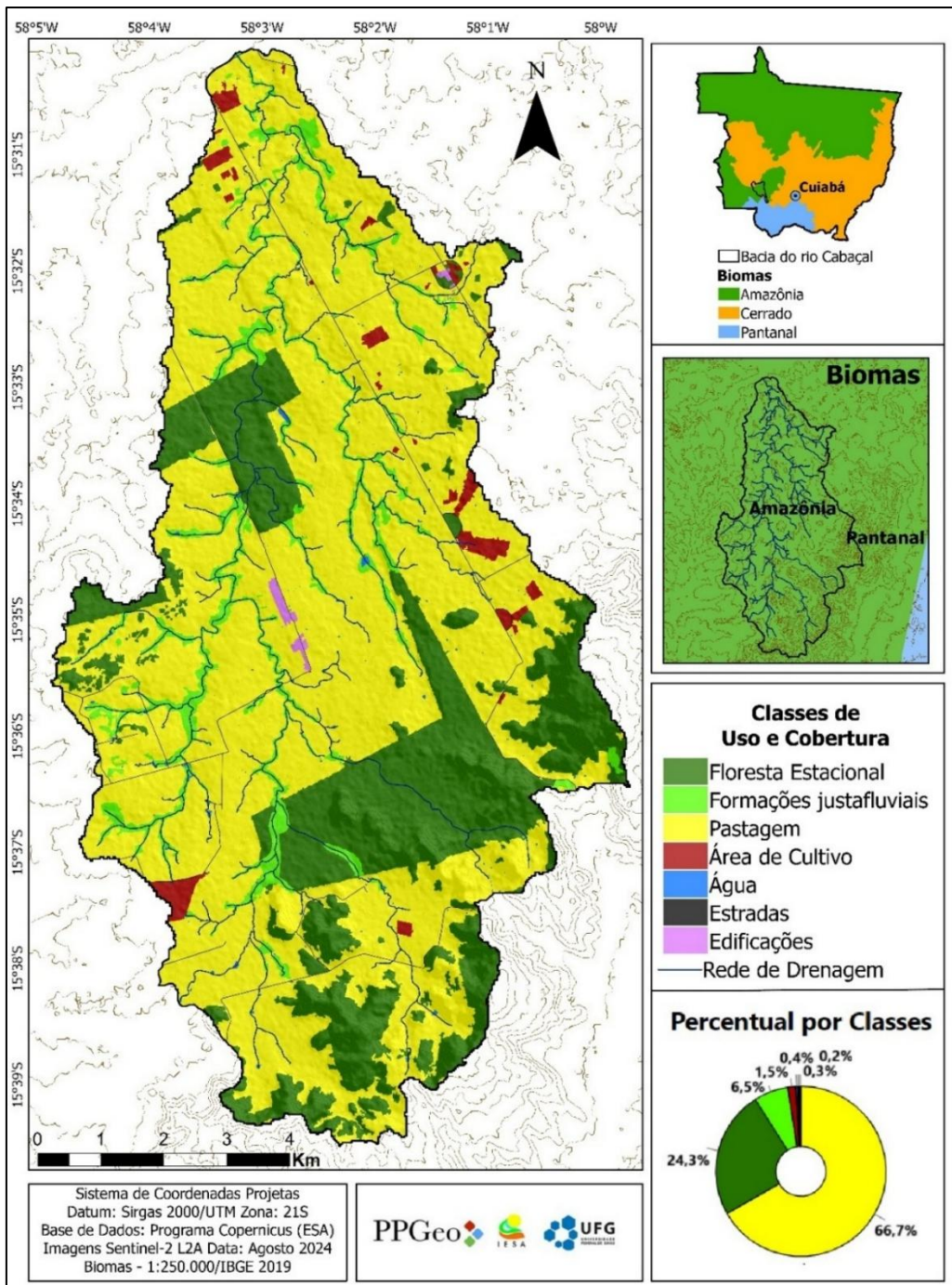
Desta forma, a sub-bacia combina solos com funções complementares: Latossolos como reservatórios, Argissolos com limitações de armazenamento e Neossolos litólicos como fontes de escoamento superficial. Nesse contexto, o manejo sustentável deve priorizar a conservação dos Latossolos, o controle da erosão nos demais solos e a preservação das áreas flúvicas, garantindo, assim, a segurança hídrica e o equilíbrio ecológico.

4.3.4 Uso e cobertura da terra.

Implementados como resultado do processo histórico de ocupação, os diferentes tipos de uso da terra alteram a dinâmica natural de circulação das águas ao modificar os padrões do solo, dependendo do grau de impacto e do manejo adotado. Cabe à cobertura natural remanescente a manutenção dos processos naturais, em muitos casos comprometida em virtude da magnitude das pressões exercidas.

Nesta perspectiva, os dados da sub-bacia (Figura 68) evidenciam o predomínio de pastagens (66,73%), seguidas por floresta estacional (24,27%) e formações justafluviais (6,52%), com pequenas parcelas ocupadas por estradas, cultivos e edificações (menos de 3%). Os corpos de água (canais e represas) compõem 0,38% da área. Essa distribuição influencia diretamente a dinâmica hídrica, conforme evidenciado por estudos como os de Sartori e Genovez (2011) e Frigeri *et al.* (2017).

Figura 68 - SBH C. Corgão: Classes de uso e cobertura da terra.



Fonte: Elaborado pelo autor

Embora as pastagens ocupem a maior parte da área, elas possuem infiltração moderada (30–50%). A manutenção desses níveis depende do manejo adequado, uma vez que são suscetíveis à compactação, o que pode aumentar o escoamento superficial e reduzir a infiltração, especialmente sob chuvas intensas (FRIGERI; PIROLI; BOSQUILIA, 2017; PERTUSSATTI *et al.* 2011).

Essenciais para o equilíbrio hidrológico, as florestas estacionais, que ocupam cerca de um quarto da área, desempenham um papel estratégico na regulação hídrica. Sua alta capacidade de infiltração (70–80%) favorece a recarga de aquíferos e reduz a velocidade do escoamento, minimizando picos de vazão e erosão (PIROLI, 2015).

Compostas por zonas ripárias, as formações justafluviais (6,52%) atuam como filtros naturais, retendo sedimentos, além de estabilizar margens e prevenir o assoreamento. Para Brunner *et al.* (2009), as zonas ripárias funcionam como áreas de transição que regulam a transferência de água entre a superfície e o subsolo, influenciando o nível do lençol freático.

As áreas antropizadas (estradas, cultivos e edificações), embora representem menos de 3% da área, têm impactos desproporcionais. Estradas e edificações apresentam taxas de infiltração inferiores a 20% e ampliam o escoamento superficial, enquanto os cultivos, dependendo do manejo, podem introduzir agroquímicos nos sistemas hídricos. Para Pertussatti *et al.* (2011), até mesmo pequenas áreas impermeabilizadas podem elevar significativamente o risco de enchentes e a redução dos níveis de recarga de água subterrânea.

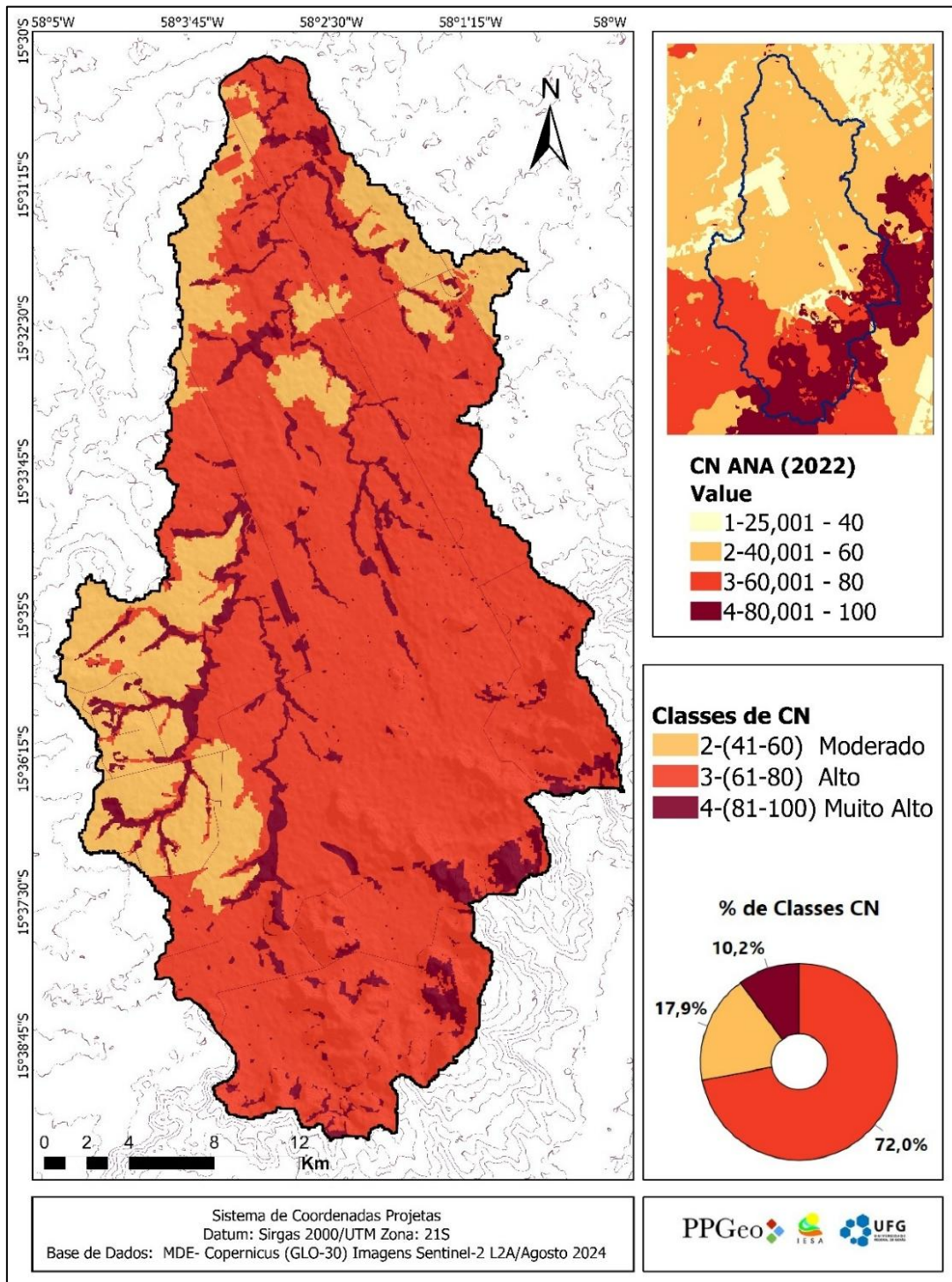
Conforme dados, a sub-bacia apresenta um equilíbrio relativo entre a cobertura natural (florestas) e o uso da terra (pastagens), mas requer ações estratégicas para otimizar a infiltração e reduzir os riscos de degradação hídrica, especialmente em uma paisagem com predomínio de Argissolos Vermelho-Amarelos (Classe D). Desta forma, a manutenção das áreas florestais e a adoção de práticas sustentáveis são fundamentais para assegurar a sustentabilidade dos recursos hídricos

4.3.5 Características hidrológicas dos solos: Curva número (CN).

Combinando os diferentes tipos de uso, solo e condições de umidade, o parâmetro Curva-Número (CN) estima o escoamento superficial em uma escala de 0 a 100, na qual valores altos indicam maior escoamento.

Conforme a análise (Figura 69), a sub-bacia apresenta uma distribuição de classes de CN que reflete características hidrológicas distintas, com predominância de valores "Altos" (72% da área com CN entre 61-80) e "Muito Altos" (10,18% com CN entre 81-100), indicando baixa capacidade de infiltração.

Figura 69 - SBH C. Corgão: Classes de Curva Número (CN)



Fonte: Elaborado pelo autor

O elevado percentual de áreas com CN alto está associado à combinação dos Argissolos Vermelho-Amarelos (PVA) com o uso pela atividade pecuária. De acordo com os critérios de Sartori e Genovez (2011), os Argissolos da área são classificados como Grupo D por apresentarem camada impermeável e mudança textural abrupta. Essas características, combinadas com as restrições de infiltração da pecuária, revelam limitações significativas na capacidade de absorção de água. Apenas 17,86% da área possui CN "Moderado" (41-60), estando esses valores associados aos Latossolos Vermelho-Amarelos (LVA) do Grupo B, que possuem maior capacidade de infiltração.

As áreas com CN "Muito Alto" (81-100) correspondem às áreas saturadas ou impermeáveis, representando extremos de natureza oposta. Desta forma, os valores desta classe abrangem tanto áreas de Neossolos Litólicos sob pecuária quanto corpos hídricos e zonas úmidas.

Essa configuração sugere que a bacia tem uma tendência a gerar escoamento rápido, o que reduz a recarga de aquíferos, aumenta o risco de enchentes e agrava os déficits hídricos nos períodos de estiagem.

As implicações para a disponibilidade hídrica são significativas. A alta taxa de escoamento superficial reduz a infiltração da água no solo, o que limita a recarga dos lençóis freáticos e a sustentação de nascentes e rios durante os períodos de estiagem.

Para mitigar esses efeitos, são necessárias intervenções que aumentem a infiltração, como a recuperação da vegetação nativa, a implantação de técnicas de manejo sustentável das pastagens e a construção de estruturas de retenção, como bacias de detenção.

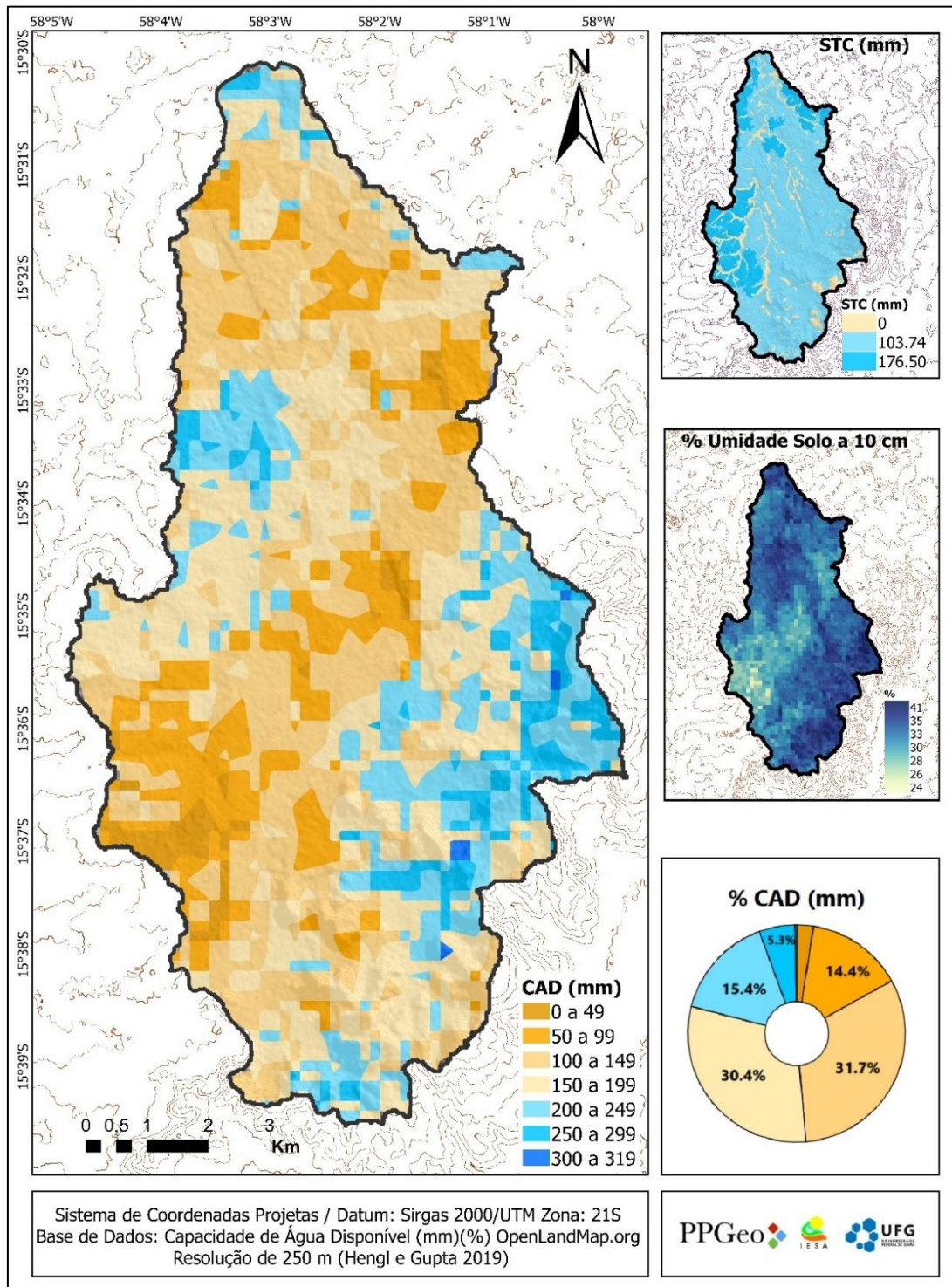
O predomínio de valores de CN altos na sub-bacia indica um cenário crítico para a gestão dos recursos hídricos, o que exige ações integradas para equilibrar o ciclo hidrológico. A adoção de práticas conservacionistas e o monitoramento contínuo são essenciais para garantir a sustentabilidade hídrica, minimizando os impactos de eventos extremos e assegurando o abastecimento para múltiplos usos.

4.3.6 Capacidade de armazenamento e disponibilidade de água no solo STC/CAD.

Expressando as propriedades morfopedológicas e as condições de uso do solo, os dados de CAD, STC e umidade (Figura 70) apresentam um contraste significativo, com áreas cuja capacidade de retenção de água varia de moderada a alta, em oposição a outras com níveis críticos.

Conforme o levantamento, os níveis de água disponível foram agrupados em sete intervalos, distribuídos de 0-49 mm a 300-319 mm. A distribuição percentual mostra que a sub-bacia possui 79,02% de seus domínios com CAD que varia de moderada a baixa (<199 mm), com destaque para 16,95% da área com valores críticos (0-99 mm).

Figura 70 - SBH C. Corgão: Classes de CAD, STC e umidade do solo



Fonte: Elaborado pelo autor

As áreas com CAD igual ou superior a 200 mm correspondem a 20,98% do total, sendo que apenas 5,57% apresentam CAD elevada (>250 mm), atuando como reservatórios naturais. Grande parte desse percentual está associada à zona ripária e a áreas úmidas, dados os elevados percentuais de relevo plano.

Ao se analisar a disponibilidade de água a partir da média ponderada da CAD (154 mm), constatam-se limitações para os períodos de estiagem, frente ao uso predominante da pecuária. Cabe ainda destacar que parte das áreas com CAD elevada corresponde a zonas saturadas, que naturalmente demandam água.

Derivados diretamente dos valores de CN, os dados da Capacidade Total de Armazenamento (STC) reforçam as constatações observadas nos dados da CAD. Conforme a análise, foram identificados três padrões distintos de STC, de 0 a 176,50 mm.

Correspondendo às áreas impermeáveis (Neossolos Litólicos) e às zonas saturadas (corpos hídricos e áreas úmidas), as áreas com capacidade nula de armazenamento (STC zero) ocupam 10,18% da bacia. Nesses locais, mais de 90% do volume precipitado é convertido em escoamento superficial.

Associadas aos Argissolos rasos, as áreas com STC de 103,75 mm são predominantes, ocupando 71,97% da área. As áreas com STC elevada (176,51 mm) representam 17,86% e estão associadas à ocorrência de Latossolos, correspondendo às zonas com maior potencial de armazenamento. Esse processo é crucial para a infiltração profunda, a recarga de aquíferos e a manutenção das vazões de base, sustentando a disponibilidade hídrica na estiagem.

Baixos níveis de armazenamento podem desencadear processos combinados, comprometendo a disponibilidade hídrica. Áreas com CAD inferior a 100 mm registram rápida dissipação, em decorrência do aumento da evapotranspiração e da drenagem vertical limitada, demandando precipitação com maior frequência para sustentar os níveis de umidade. Com menos água retida, mais umidade é perdida para a atmosfera, o que resulta em um ciclo vicioso de escassez (NING *et al.* 2013; GUPTA *et al.* 2023).

Seguindo o mesmo princípio, os dados de STC determinam padrões distintos de perda de água. Áreas com STC zero apresentam dissipação rápida via escoamento. Áreas com STC moderada dispõem de uma dissipação balanceada, cuja capacidade de retenção depende da compactação do solo e da intensidade da precipitação. Por sua vez, em áreas com STC alta, a perda ocorre de forma lenta, com predomínio de infiltração profunda.

Com média ponderada de STC de 106,17 mm e CAD de 154 mm, a sub-bacia mostra-se altamente dependente da precipitação para manter a umidade e a disponibilidade de água, haja vista a sua capacidade limitada de armazená-la para os períodos de estiagem. É, portanto, altamente suscetível a variações climáticas.

4.3.7 Comportamento hidrometeorológico.

Compondo o mecanismo primário essencial à dinâmica do ciclo hidrológico, os dados climáticos (temperatura, umidade e precipitação) constituem a força motriz da circulação da água na paisagem. Essa dinâmica apresenta diferentes padrões de resposta, a partir da composição litopedológica e geomorfológica, o que implica em balanços hídricos distintos para cada paisagem.

Conforme o levantamento dos dados meteorológicos (Tabela 19), a análise comparativa entre 2023 e 2024 revela variações significativas nos parâmetros de temperatura, umidade e precipitação, com implicações diretas sobre o balanço hídrico.

Ao se analisarem as temperaturas médias mensais, constata-se relativa estabilidade, com um leve declínio. O mesmo padrão é observado nas temperaturas mínimas. As temperaturas máximas, no entanto, invertem essa tendência, registrando um aumento de aproximadamente 0,38°C, passando de 38,74°C em 2023 para 39,12°C em 2024. Esse aumento é refletido nos picos de calor observados em setembro e outubro de 2024, que superaram as máximas do ano anterior. Tal elevação pode acarretar maiores taxas de evaporação, impactando o ciclo hidrológico local.

Tabela 19 - SBH C. Corgão: Dados meteorológicos

| Data | Temperatura (°C) | | | Umidade do Ar (%) | | | Precipitação (mm) |
|--------------|------------------|--------------|--------------|-------------------|--------------|--------------|-------------------|
| | Max | Min | Med | Max | Min | Med | |
| jan/23 | 36.45 | 18.89 | 26.1 | 99 | 38 | 77.63 | 282.25 |
| fev/23 | 36.24 | 19.2 | 25.99 | 98 | 45 | 80.27 | 183.13 |
| mar/23 | 36.31 | 18.8 | 25.81 | 96 | 47 | 82.88 | 223.52 |
| abr/23 | 35.9 | 13.9 | 25.7 | 93 | 35 | 80 | 180.57 |
| mai/23 | 36.7 | 13.5 | 24.1 | 94 | 35 | 80 | 38.35 |
| jun/23 | 35.5 | 8.6 | 21.7 | 95 | 35 | 75 | 5.33 |
| jul/23 | 38.7 | 10.5 | 23.7 | 96 | 29 | 66 | 0 |
| ago/23 | 41.2 | 15.2 | 27.1 | 97 | 27 | 60 | 5.33 |
| set/23 | 42.4 | 17.9 | 29.5 | 99 | 29 | 65 | 77.48 |
| out/23 | 42.6 | 21.3 | 30.2 | 99 | 31 | 70 | 144.27 |
| nov/23 | 41.5 | 18.2 | 29.7 | 99 | 31 | 76 | 45.21 |
| dez/23 | 41.4 | 21.7 | 28.5 | 99 | 34 | 86 | 113.28 |
| Média | 38.74 | 16.47 | 26.51 | 97.00 | 34.67 | 74.90 | 108.23 |

| | | | | | | | |
|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|
| jan/24 | 38.2 | 19 | 27.9 | 99 | 35 | 90 | 236.99 |
| fev/24 | 38.7 | 21.1 | 27.7 | 99 | 35 | 91 | 167.13 |
| mar/24 | 38.8 | 20.8 | 27.7 | 99 | 35 | 93 | 204.97 |
| abr/24 | 37.5 | 20.1 | 27.3 | 99 | 35 | 93 | 102.61 |
| mai/24 | 37.6 | 9.8 | 23.5 | 99 | 35 | 88 | 68.57 |
| jun/24 | 37.1 | 12.7 | 24.1 | 99 | 33 | 78 | 0 |
| jul/24 | 39.1 | 9.3 | 22.1 | 99 | 23 | 70 | 0 |
| ago/24 | 41.5 | 7.3 | 24.9 | 99 | 21 | 54 | 0 |
| set/24 | 43.2 | 13.3 | 28.7 | 99 | 19 | 61 | 6.35 |
| out/24 | 42.5 | 19.1 | 29.1 | 99 | 31 | 80 | 111.59 |
| nov/24 | 38.6 | 19.7 | 27.2 | 99 | 42 | 91 | 579.11 |
| dez/24 | 36.6 | 20.7 | 26.7 | 99 | 35 | 94 | 420.63 |
| Média | 39.12 | 16.08 | 26.41 | 99.00 | 31.58 | 81.92 | 158.16 |

Fonte: Elaborado pelo autor

A umidade do ar oscilou significativamente, com elevação das máximas e médias anuais e redução das mínimas. O ano de 2024 apresentou uma média superior (81,92%) em comparação com 2023 (74,90%). As mínimas, no entanto, registraram uma queda de 3,09%, passando de 34,67% em 2023 para 31,58% em 2024. Isso sugere que, apesar do aumento nas temperaturas, a umidade relativa se manteve mais elevada, com picos de mínimas acentuados entre julho e setembro de 2024. A interação entre essas variáveis exerce um papel crucial na evaporação e na disponibilidade hídrica.

Quanto à precipitação, o ano de 2024 apresentou um volume total de 1.897,97 mm, representando um aumento de 46% em relação aos 1.298,91 mm de 2023. Esse incremento foi observado em novembro e dezembro de 2024, após uma estiagem severa entre junho e setembro, período que também registrou valores extremos de temperatura e umidade.

Entretanto, é importante destacar que os períodos de seca, como os registrados em 2023 e 2024, podem comprometer a capacidade de recuperação hídrica, especialmente em um cenário de aumento das temperaturas. A irregularidade nas chuvas, com altos volumes concentrados em alguns meses e escassez em outros, exige estratégias de gestão que considerem tanto o armazenamento quanto o controle da evaporação nos períodos secos.

4.3.7.1 Balanço hídrico, vazão e variação do nível freático.

Dado como respostas da interação entre clima e componentes ambientais, o balanço hídrico, representa o resultado dos processos hidrogeomorfológico, sendo este mecanismo essencial, na avaliação de vulnerabilidade hidro ambientais.

Conforme dados (Tabela 20) entre os anos de 2023 e 2024 da sub-bacia seguiu a tendência do padrão climático, com alterações significativas nos volumes totais, evaporação real, armazenamento, excesso e déficit, com implicações diretas sobre a disponibilidade hídrica nos canais fluviais.

Em 2023, a evaporação real (AET) foi de 1.317,75 mm, enquanto em 2024 esse valor foi de 1.303,73 mm, uma diminuição de 1.06%, sugerindo que a demanda atmosférica e a capacidade de evapotranspiração da vegetação não sofreram grandes alterações no período. Apesar do maior volume pluviométrico em 2024, a AET manteve-se estável, indicando que a demanda hídrica da vegetação já operava próximo ao limite.

Tabela 20 - SBH C. Corgão: Balanço hídrico

| Período | Precipitação | | Evap. Real | | Armazenamento | | Excesso | | Déficit | |
|--------------|----------------|----------------|----------------|----------------|---------------|---------------|---------------|---------------|----------------|----------------|
| | (mm) | | (AET) | | (ST) | | (Q(t)) | | (mm) | |
| | 2023 | 2024 | 2023 | 2024 | 2023 | 2024 | 2023 | 2024 | 2023 | 2024 |
| jan | 282.25 | 236.99 | 119.60 | 133.72 | 99.68 | 99.68 | 162.65 | 103.27 | 0.00 | 0.00 |
| fev | 183.13 | 167.13 | 113.01 | 125.65 | 99.68 | 84.19 | 70.12 | 56.97 | 0.00 | 0.00 |
| mar | 223.52 | 204.97 | 104.26 | 117.22 | 99.68 | 99.68 | 119.26 | 72.26 | 0.00 | 0.00 |
| abr | 180.57 | 102.61 | 96.10 | 106.12 | 99.68 | 61.19 | 84.47 | 34.98 | 0.00 | 0.00 |
| mai | 38.35 | 68.57 | 81.56 | 78.58 | 56.28 | 27.81 | 13.07 | 23.38 | -12.88 | 0.00 |
| jun | 5.33 | 0.00 | 67.93 | 78.83 | 36.35 | 21.99 | 1.79 | 0.00 | -44.47 | -73.01 |
| jul | 0.00 | 0.00 | 77.90 | 70.54 | 28.41 | 15.56 | 0.00 | 0.00 | -69.95 | -64.11 |
| ago | 5.33 | 0.00 | 101.44 | 88.51 | 27.91 | 13.82 | 1.82 | 0.00 | -97.43 | -86.77 |
| set | 77.48 | 6.35 | 126.55 | 120.43 | 21.14 | 13.82 | 26.41 | 2.16 | -68.71 | -116.24 |
| out | 144.27 | 101.59 | 142.25 | 132.87 | 10.00 | 9.14 | 49.18 | 34.63 | -36.02 | -61.23 |
| nov | 45.21 | 579.11 | 146.58 | 125.53 | 10.00 | 99.68 | 15.41 | 363.04 | -116.78 | 0.00 |
| dez | 113.28 | 420.63 | 140.59 | 125.75 | 6.61 | 99.68 | 38.62 | 294.88 | -62.54 | 0.00 |
| Total | 1298.72 | 1887.95 | 1317.75 | 1303.73 | 595.43 | 646.24 | 582.82 | 985.58 | -508.79 | -401.36 |

Fonte: Elaborado pelo autor

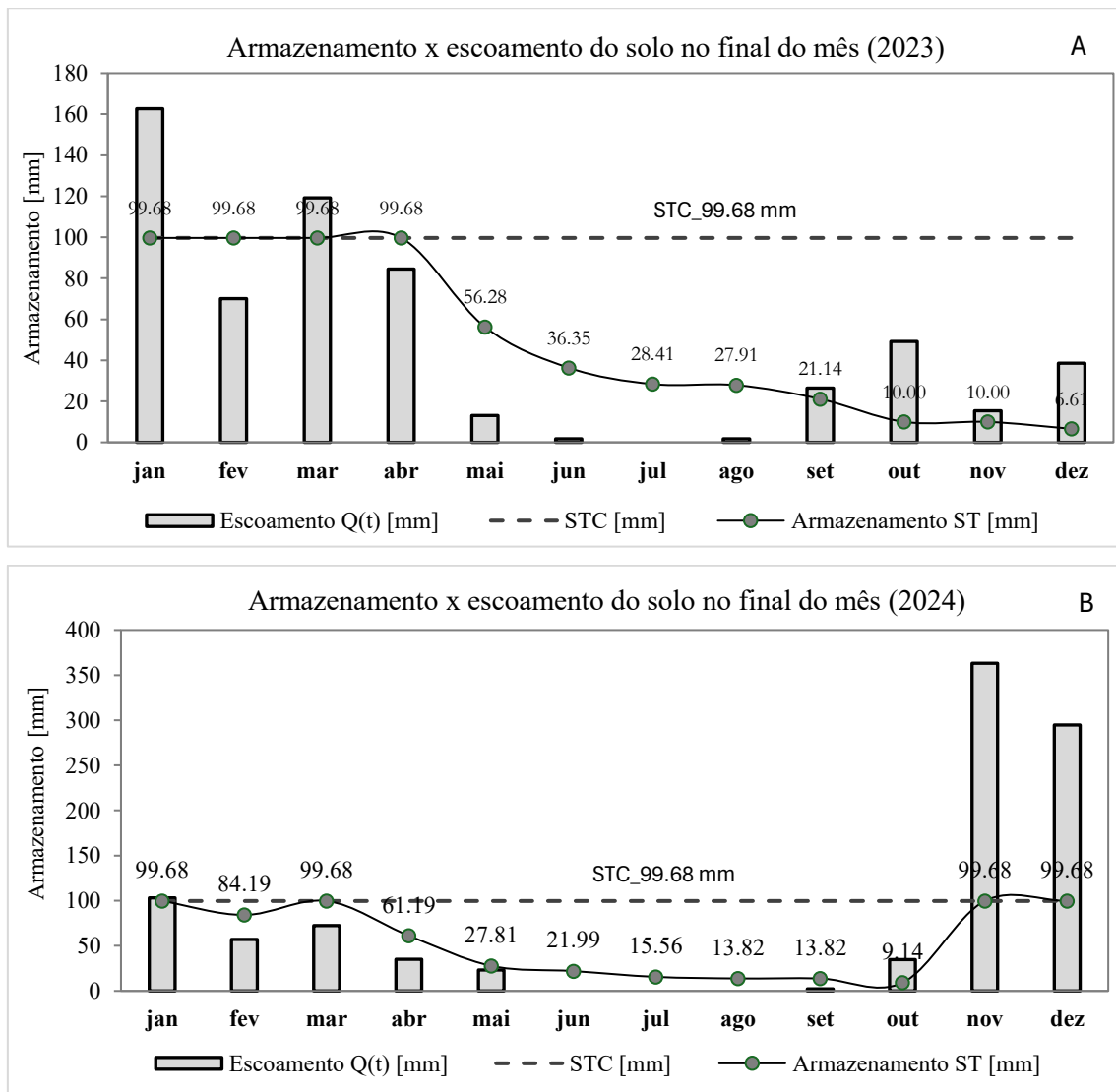
Conforme os dados (Tabela 20) (Figura 71 a, b), a dinâmica de armazenamento de água no solo (ST) mostrou uma pequena variação no período. O ano de 2024 (646,24 mm) apresentou um aumento de 8,53% no volume armazenado em relação a 2023 (595,43 mm). Esse processo foi impulsionado pelo elevado volume de precipitação no final de 2024, após baixos índices pluviométricos registrados desde meados de 2023.

De acordo com o gráfico (Figura 71 a, b), os níveis máximos de armazenamento em 2023 mantiveram-se de janeiro a abril, sendo seguidos por uma queda acentuada a partir de maio. O sistema atingiu um nível crítico de 6,61 mm em dezembro, mesmo com

a retomada das chuvas. A manutenção de baixos níveis, pode ser explicada pelas elevadas taxas de evapotranspiração observadas de outubro a dezembro daquele ano.

Em 2024, os níveis máximos de armazenamento foram retomados em janeiro. Houve uma queda em fevereiro, seguida por uma nova retomada em março e, depois, por um declínio progressivo até outubro, quando se registrou a mínima de 9,14 mm. O sistema voltou aos níveis máximos em novembro e dezembro, período que coincidiu com as maiores taxas de escoamento superficial

Figura 71 - SBH C. Corgão: Capacidade de armazenamento de água no solo



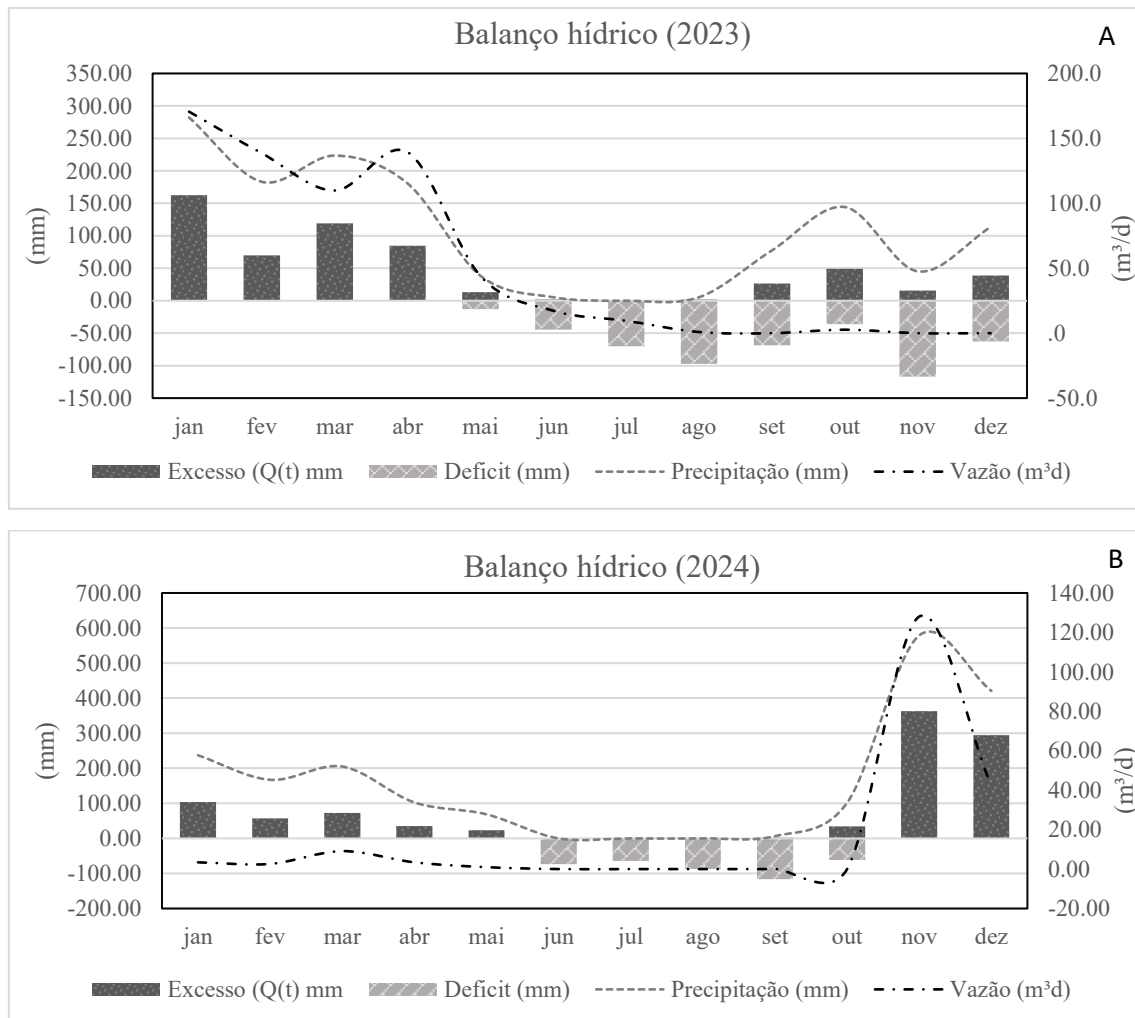
Fonte: Elaborado pelo autor

A análise do balanço hídrico, representado pela dinâmica de excesso e déficit (Figura 72 a, b), mostra que, apesar do aumento de 69,10% no excesso hídrico em 2024, os períodos de déficit persistiram em ambos os anos.

Condicionada à manutenção dos níveis de armazenamento e precipitação, a sub-bacia, em 2023, registrou excedente hídrico de janeiro a maio e déficits de junho a dezembro. O ano totalizou 582,82 mm de excesso e 508,79 mm de déficit, resultando em um saldo positivo de apenas 74,00 mm, valor 25,68% abaixo da capacidade máxima de armazenamento de água no solo (STC), que é de 99,68 mm.

Em 2024, foi observado excesso hídrico de janeiro a maio, com déficits de junho a outubro e retomada de valores excedentes em novembro e dezembro. Com um excedente anual de 985,58 mm e um déficit de 508,79 mm, a sub-bacia apresentou um saldo positivo de 402,76 mm. Esse valor é 304,05% superior à capacidade de retenção máxima de água no solo, representando um aumento expressivo em relação a 2023.

Figura 72 - SBH C. Corgão: Balanço hídrico excesso x déficit



Fonte: Elaborado pelo autor

Contudo, cabe ressaltar que, até outubro, o saldo hídrico era deficitário em 73,7 mm. A situação inverteu-se com as chuvas de novembro e dezembro, que geraram um

excedente de 657,92 mm. Isso demonstra que a maior parte desse volume não foi evapotranspirada nem armazenada, convertendo-se em escoamento superficial direto. Esse processo tem efeito limitado na recarga dos sistemas de aquífero, que são essenciais para a manutenção do escoamento de base durante a estiagem.

4.3.7.2 Dinâmica de escoamento superficial e variação do nível freático.

Refletindo a dinâmica do balanço hídrico, a análise da vazão e da variação do nível freático (Tabela 21; Figura 73 a, b) aponta para variações significativas entre os níveis máximo e mínimo, sugerindo a intermitência dos fluxos de água superficial.

Conforme os dados, a vazão média observada em 2023 foi de 52,7 m³/dia, contra 15,79 m³/dia em 2024, o que representa uma redução de aproximadamente 70,04%, apesar do aumento de 60% no escoamento superficial direto observado em 2024.

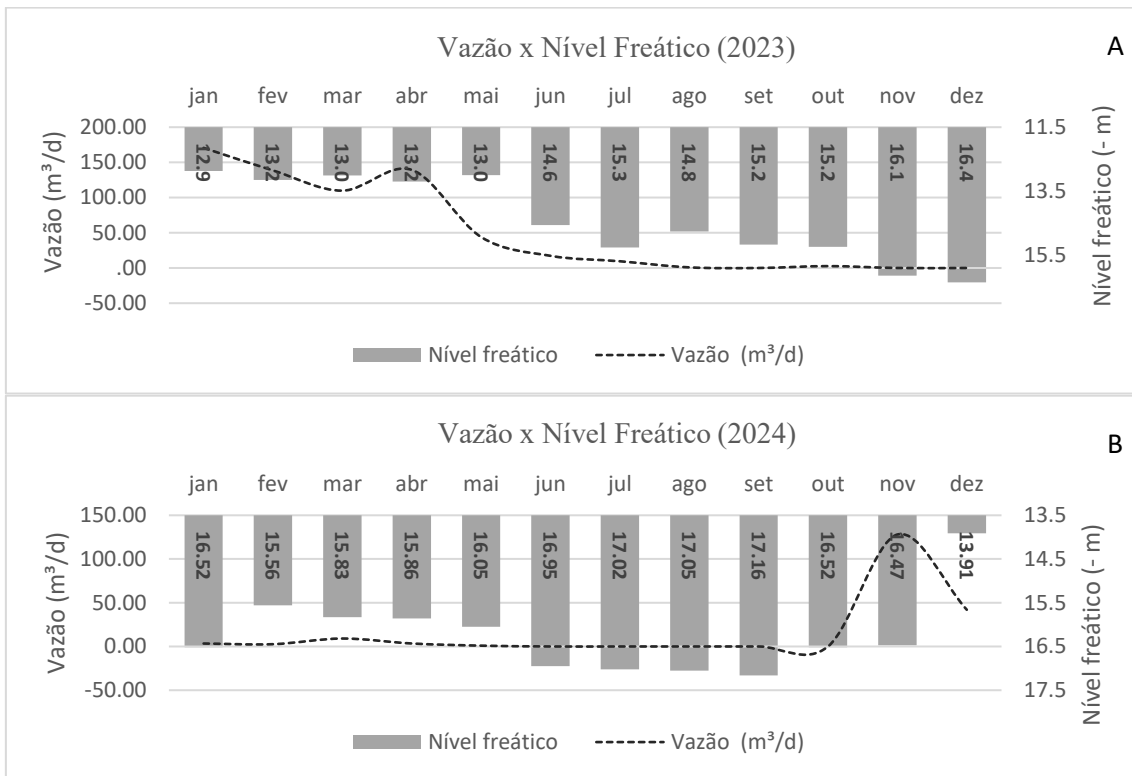
Tabela 21 - SBH C. Corgão: Vazão x variação do nível freático

| Mês | Precipitação (mm) | | Vazão (m ³ /d) | | Nível Freático | |
|--------------|-------------------|---------------|---------------------------|--------------|----------------|---------------|
| | 2023 | 2024 | 2023 | 2024 | 2023 | 2024 |
| Jan | 282.25 | 236.99 | 170.61 | 3.40 | -12.87 | -16.52 |
| Fev | 183.13 | 167.13 | 138.56 | 2.62 | -13.15 | -15.56 |
| Mar | 223.52 | 204.97 | 109.86 | 9.10 | -13.01 | -15.83 |
| Abr | 180.57 | 102.61 | 139.37 | 3.42 | -13.20 | -15.86 |
| Mai | 38.35 | 68.57 | 43.99 | 0.96 | -13.00 | -16.05 |
| Jun | 5.33 | 0 | 17.27 | 0.00 | -14.56 | -16.95 |
| Jul | 0 | 0 | 9.55 | 0.00 | -15.26 | -17.02 |
| Ago | 5.33 | 0 | 0.89 | 0.00 | -14.76 | -17.05 |
| Set | 77.48 | 6.35 | 0.00 | 0.00 | -15.17 | -17.16 |
| Out | 144.27 | 111.59 | 2.67 | 0.00 | -15.24 | -16.52 |
| Nov | 45.21 | 579.11 | 0.00 | 128.02 | -16.14 | -16.47 |
| Dez | 113.28 | 420.63 | 0.00 | 41.99 | -16.35 | -13.91 |
| Média | 108.23 | 158.16 | 52.7 | 15.79 | -14.39 | -16.50 |

Fonte: Elaborado pelo autor

Em 2023, a vazão média diária variou de 170,6 m³/dia em janeiro a 0,00 m³/dia em dezembro, em plena estação chuvosa. Com níveis mínimos a partir de julho, a seção registrou ausência de fluxo em setembro (Figura 74 a), teve uma leve retomada em outubro e voltou a ter fluxo zero em dezembro, uma dinâmica tipicamente intermitente e condicionada diretamente à ocorrência de precipitação.

Figura 73 - SBH C. Corgão: Vazão x variação do nível freático



Fonte: Elaborado pelo autor

Figura 74 - SBH C. Corgão: Alteração de vazão na seção de monitoramento



(a) Data 2/12/2023, canal sem fluxo, linha vermelha indica no nível de base. (b) Data 26/10/2024 Canal completamente seco, sem sinal de umidade, seta vermelha indicando “lasca” de cerca como referência de nível 1.40 metros. (c) Data 07/12/2024 Canal com nível pleno, seta vermelha indicando referência de nível, elevação aproximada de 1.15 m. Fonte: O autor.

Marcado por chuvas irregulares e pelo elevado déficit hídrico do ano anterior, o ano de 2024 manteve vazões em níveis críticos de janeiro a maio (entre 3,40 e 0,96 m³/dia), com interrupção total do fluxo de junho a outubro (Figura 74 b). O fluxo retomou a normalidade em novembro (Figura 74 c), após cinco meses.

Influenciando diretamente o nível de base, que sustenta o ritmo e a intensidade da vazão, o comportamento do nível freático variou conforme a sazonalidade da precipitação, mas com um certo atraso (inércia).

No início do período, em janeiro de 2023, o nível freático observado era de -12,87 m. Houve um rebaixamento progressivo durante o período seco, que atingiu o nível mínimo de -16,35 m em dezembro, totalizando uma redução de 27,04%. Com a irregularidade das chuvas, janeiro de 2024 registrou um nível crítico de -16,52 m. Seguiu-se uma leve recuperação até maio e uma nova queda com o início da estiagem, atingindo nível mínimo de -17,16 m em setembro. A recuperação foi expressiva no final do ano (-13,91 m em dezembro), coincidindo com as chuvas intensas.

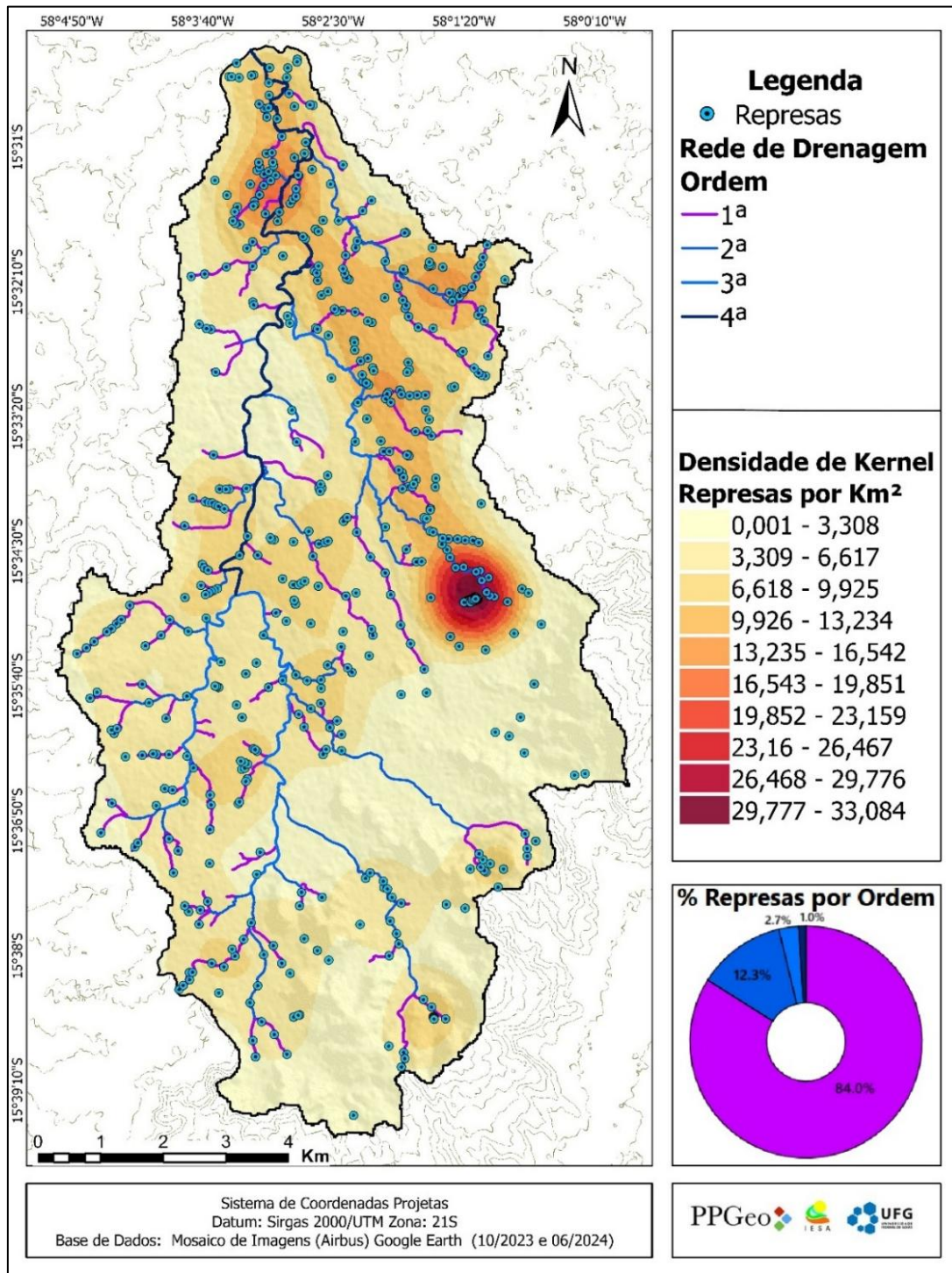
Desta forma, os dados médios do nível freático (-14,39 m em 2023 e -16,24 m em 2024) evidenciam a persistência e o agravamento da estiagem na maior parte de 2024, apesar da rápida recuperação em novembro e dezembro. Esses valores reforçam a influência do nível freático sobre o escoamento de base. Conforme observado, níveis entre -15 e -16 metros são capazes de influenciar a vazão de superfície; abaixo dessa profundidade, contudo, a vazão é zero, como se observou ao longo de cinco meses na sub-bacia.

O cenário hidrológico dos dados reflete as condições hidrogeomorfológicas de baixa a moderada capacidade de retenção hídrica, com forte sazonalidade e intermitência dos canais. A precipitação controla diretamente o escoamento superficial e, com certo atraso, a recarga e o nível do lençol freático, o qual, por sua vez, apresenta limitações consideráveis para sustentar a vazão de base nos períodos de estiagem.

4.3.8 Impactos diretos da intervenção antrópica na dinâmica Hidrológica.

Conforme o levantamento, foram mapeadas 523 represas (Figura 75), distribuídas por toda a área da sub-bacia. Embora haja um predomínio de áreas onde a concentração não passa de 3,3 represas por km², uma parcela significativa concentra até 33,08 represas por km². Esse é um valor expressivo, que reflete a média geral de 5,83 represas por km².

Figura 75- SBH do C. Corgão: Distribuição espacial das represas por ordem de canal

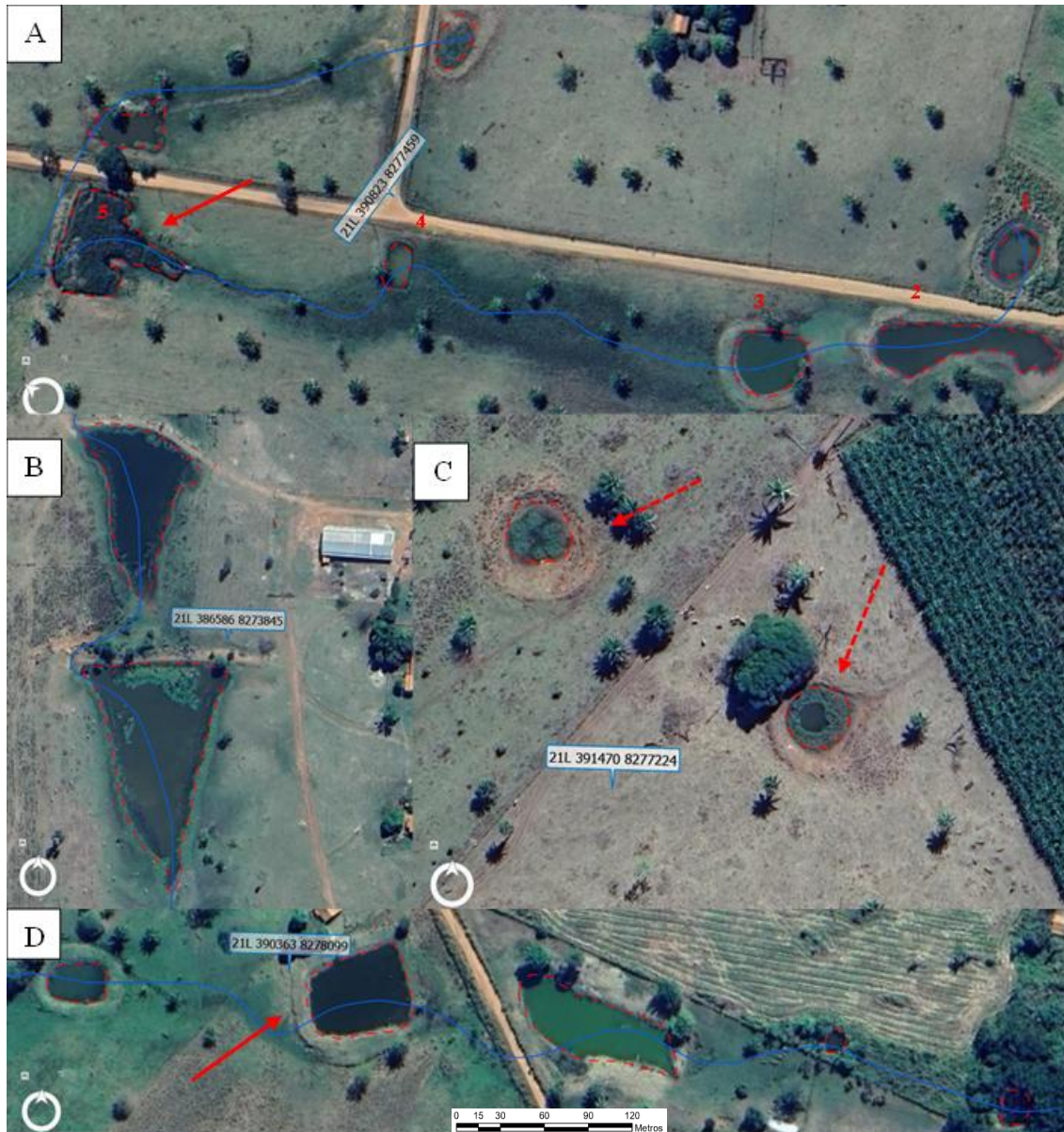


Fonte: Elaborado pelo autor

De modo específico, destaca-se a porção nordeste (NE), do médio ao baixo curso, onde se observa um segmento relativamente retilíneo. Nesse local, as concentrações variam de 9 a 33 represas por km², o que representa o nicho de área com as densidades mais elevadas.

Ocupando 347.087,45 m², as represas estão distribuídas por todo o perímetro da sub-bacia, do alto ao baixo curso, sobre canais fluviais de 1^a a 4^a ordem, áreas úmidas e vertentes secas (Figura 76 a, b, c, d).

Figura 76 - SBH do C. Corgão: Padrão das represas mapeadas



(a) Conjunto de cinco represas em um segmento de primeira ordem; as setas vermelhas indicam a quinta e maior represa monitorada no estudo. (b) Sistema duplo sobre canal de primeira ordem em vertente com declividade moderada, barrado com aterro formando um triângulo. (c) Represas em áreas secas, destinadas ao armazenamento de águas pluviais. (d) Sistema em cascata em canal de primeira ordem, com represas de piscicultura (seta vermelha). Fonte: O Autor.

Das 523 represas, 62,52% (327) estão situadas em áreas de TWI alto a muito alto, caracterizadas como zonas de saturação. Adicionalmente, 53,15% (278) estão sobre

canais fluviais, com a seguinte proporção por ordem: 84,0% em canais de 1ª ordem, 12,3% em canais de 2ª, 2,7% em canais de 3ª e 1% em canais de 4ª ordem (Figura 75).

Marcada por déficits hídricos acentuados, a sub-bacia tem sua rede de drenagem dominada por estruturas de contenção, demandadas pela necessidade de dessedentação animal.

Nesse contexto, os canais de 1ª ordem são os mais impactados, possuindo, em média, 2,12 represas por segmento. É comum encontrar segmentos com até cinco represas (Figura 76 a) e barramentos de aterro com grande capacidade de retenção (Figura 76 b).

Outro fator que contribui para o aumento de reservatórios é a piscicultura (Figura 76 d). Sendo uma importante fonte de renda, os “tanques de peixe” vêm ocupando cada vez mais a rede de drenagem, muitas vezes obstruindo canais e nascentes ou drenando áreas úmidas.

As mesmas represas que impactam poderiam exercer um efeito mitigador. As chamadas “barraginhas”, construídas fora das áreas úmidas (Figura 76 c), contribuem para a retenção de águas pluviais e a recarga de aquíferos. Contudo, as 196 represas (37,48%) mapeadas fora de áreas úmidas apresentam capacidade média de 320,05 m³, valor significativamente menor que o das represas em áreas úmidas (816,52 m³). Para exercer um efeito mitigador, o volume em áreas não úmidas deveria ser igual ou superior ao represado em áreas úmidas. Para exercer efeito mitigador o volume represado sobre áreas não úmidas deveria ser igual ou superior ao volume represado em áreas úmidas e canais fluviais, sendo o ideal uma proporção dois (2) para um (1), observando o represamento mínimo de dois metros cúbicos em áreas não úmidas para cada metro em áreas úmidas.

Em termos absolutos, as represas representam aproximadamente 0,39% da área total. Contudo, considerando-se uma profundidade média de 0,95 metro, elas representam uma capacidade de armazenamento de 62.730,90 m³ em áreas não úmidas e de 267.002,17 m³ em áreas úmidas. Esse é um valor relevante, com capacidade para impactar negativamente o escoamento superficial.

O impacto potencial das represas pode ser observado na análise dos fluxos. Localizada sobre a Formação Araras e Neossolos Flúvicos, a represa analisada (Figura 76 a) consiste no quinto e maior reservatório de um sistema em cascata. Com área de 2.114,83 m², seu reservatório tem capacidade para armazenar aproximadamente 2.009,09 m³.

Com base nos dados (Tabela 22) (Figura 77), conclui-se que a precipitação é o fator que governa a dinâmica hídrica do sistema. As vazões são marcadamente episódicas, ocorrendo quase exclusivamente após chuvas significativas. A sensibilidade do sistema foi evidenciada pelo longo período de 16 meses consecutivos sem qualquer fluxo registrado (de julho de 2023 a outubro de 2024).

Tabela 22 - SBH C. Corgão: Dinâmica hídrica em represa

| Mês | Precipitação (mm) | Vazão (m ³ /d) | | Nível Freático |
|--------|-------------------|---------------------------|-------|----------------|
| | | Entrada | Saída | |
| jan/23 | 282.25 | 0.875 | 1.010 | -12.9 |
| fev/23 | 183.13 | 0.893 | 0.965 | -13.2 |
| mar/23 | 223.52 | 0.990 | 1.012 | -13.0 |
| abr/23 | 180.57 | 0.925 | 1.015 | -13.2 |
| mai/23 | 38.35 | 0.019 | 0.045 | -13.0 |
| jun/23 | 5.33 | 0.043 | 0.011 | -14.6 |
| jul/23 | 0 | 0.000 | 0.000 | -15.3 |
| ago/23 | 5.33 | 0.000 | 0.000 | -14.8 |
| set/23 | 77.48 | 0.000 | 0.000 | -15.2 |
| out/23 | 144.27 | 0.000 | 0.000 | -15.2 |
| nov/23 | 45.21 | 0.000 | 0.000 | -16.1 |
| dez/23 | 113.28 | 0.000 | 0.000 | -16.4 |
| jan/24 | 236.99 | 0.000 | 0.000 | -16.52 |
| fev/24 | 167.13 | 0.000 | 0.000 | -15.56 |
| mar/24 | 204.97 | 0.000 | 0.000 | -15.83 |
| abr/24 | 102.61 | 0.000 | 0.000 | -15.86 |
| mai/24 | 68.57 | 0.000 | 0.000 | -16.05 |
| jun/24 | 0 | 0.000 | 0.000 | -16.95 |
| jul/24 | 0 | 0.000 | 0.000 | -17.02 |
| ago/24 | 0 | 0.000 | 0.000 | -17.05 |
| set/24 | 6.35 | 0.000 | 0.000 | -17.16 |
| out/24 | 111.59 | 0.000 | 0.000 | -16.52 |
| nov/24 | 579.11 | 0.998 | 0.824 | -16.47 |
| dez/24 | 420.63 | 0.536 | 1.032 | -13.91 |

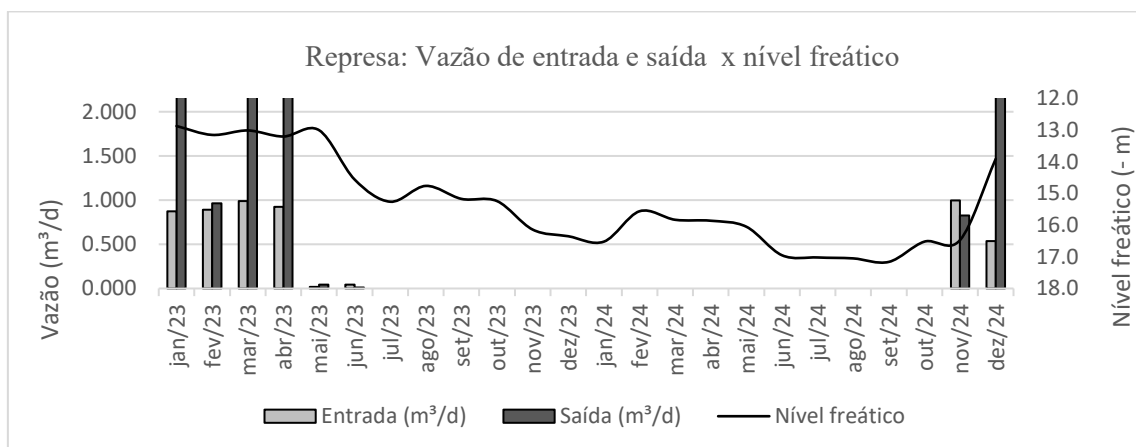
Fonte: Elaborado pelo autor

Nos períodos de precipitação elevada e fluxo ativo (de janeiro a maio de 2023), constatou-se que as vazões de saída foram, em média, 9,32% superiores às de entrada. Essa dinâmica inverteu-se com a redução das chuvas em junho, quando o fluxo de entrada passou a ser superior ao de saída, caracterizando uma fase de armazenamento que precedeu a interrupção total dos fluxos (de julho de 2023 a outubro de 2024).

Após 16 meses, as precipitações de novembro de 2024 restabeleceram os fluxos, com a vazão de entrada levemente superior à de saída, indicando um efeito retentivo. Com as chuvas intensas de dezembro, restabeleceu-se o padrão do período chuvoso de

2023, no qual as vazões de saída foram 92,54% superiores às de entrada — um comportamento típico de drenagem, em que a represa potencializa a exfiltração da zona ripária.

Figura 77 - SBH do C. Corgão: Dinâmica de vazão de entrada e saída x nível freático



Fonte: Elaborado pelo autor

Dentro desse contexto, o nível freático desempenha um papel crucial. Observa-se uma forte correlação entre as vazões e os níveis freáticos mais elevados. Os dados indicam que o fluxo superficial tende a cessar quando o nível freático fica abaixo do limiar crítico, estimado em torno de -15 metros. Abaixo desse nível, a contribuição do lençol freático para o fluxo de base é interrompida, resultando em vazão zero.

Constata-se, portanto, que a interação entre a precipitação e o nível freático dita o comportamento do sistema. A chuva não apenas gera escoamento direto, mas também recarrega o aquífero, que apresenta reposição rápida, conforme a elevação de 2,56 metros registrada de outubro a dezembro de 2024

Quando mantido em níveis elevados pela recarga, o nível freático pode sustentar os fluxos de base por mais tempo. No entanto, na ausência de precipitação, é observado um rebaixamento acentuado e a interrupção do fluxo, que só é retomado após chuvas substanciais.

Desta forma, é fatível, afirmar que o impacto do uso e da ocupação da rede de drenagem por represas potencializa os efeitos das demais classes de uso, principalmente da pecuária, impactando a dinâmica de circulação das águas na paisagem.

Conforme os dados, quase que todos os canais de primeira e segunda ordem estão afetados por estruturas de contenção, além daquelas localizadas sobre zonas úmidas, que atuam mais como sistemas de drenagem do que de armazenamento. Segundo a análise,

essas estruturas aceleram a exfiltração nos períodos de excedente hídrico e promovem a retenção total do fluxo na estiagem.

Essa dinâmica implica em efeitos negativos sinérgicos. Ao acelerar o escoamento nos períodos de excedente, as represas diminuem o tempo de permanência da água no sistema, que é essencial para a recarga dos aquíferos fraturados. Baixos níveis nos aquíferos, por sua vez, implicam no rebaixamento do nível de base, responsável por sustentar as nascentes. A perda de nascentes e áreas úmidas contribui para a redução das vazões mínimas, que acabam retidas. Esse processo potencializa a intermitência do fluxo no canal principal, como foi observado por cinco meses em 2023 e 2024.

4.4 Síntese dos processos hidrogeomorfológicos dos diferentes sistemas de hidrogeológicos.

Partindo do princípio de que os processos hidrogeomorfológicos resultam em interações complexas entre a água e a paisagem (SCHEIDEGGER, 1973), esta seção compila e analisa os dados de síntese das sub-bacias (Tabela 23).

O objetivo é compreender como as características físico-naturais e antrópicas da paisagem influenciam a dinâmica cíclica da água, por meio dos processos de precipitação, infiltração, armazenamento, evapotranspiração e escoamento (Tabela 24).

Tabela 23 - Características hidrogeomorfológicas da paisagem por sub-bacia

| Dados e Características hidrogeomorfológicas da paisagem | | | |
|---|---------------------------------|---------------------|-------------------------|
| Dados/Variáveis | Sub-Bacias | | |
| | Piraputanga | Cachoeirinha | Corgão |
| Área (km ²) | 45.94 | 31.51 | 89.61 |
| Comprimento Total dos Canais (km) | 67.99 | 70.64 | 130.01 |
| Densidade de drenagem (C/km ²) | 1.47 | 2.24 | 1.45 |
| Coefficiente de Manutenção (m ² /m) | 680.27 | 446.42 | 689.65 |
| Dados Meteorológicos | | | |
| Precipitação total anual (mm) | 1751.85 | 1476.08 | 1598.34 |
| Precipitação média anual (mm) | 145.99 | 128.09 | 133.19 |
| Temperatura média anual (mm) | 24.8 | 26.42 | 26.46 |
| Meses sem chuva | 1 | 1.50 | 2.00 |
| Composição Hidrogeológica | | | |
| Tipo de rocha predominante | arenito, siltito e conglomerado | Granitoide | Granitoide /Calcarenito |
| Porosidade Primária (%) | Variável 0 a >30% | Baixa 0 a 15% | Baixa 0 a 15% |
| Características dos aquíferos | Poroso | Fraturados | Fraturados |
| Profundidade Aquífero (m) | 104.72 | 6.48 | 15.30 |
| Características Geomorfológicas | | | |

| | | | |
|---|--------------------------|----------------------|--------------------------|
| Tipo de Relevo | Planalto | Colinas e Morros | Colinas, Morros e serras |
| Declividade Média (%) | 9.66% | 8.65% | 9.38% |
| Elevação Máxima (m) | 678 | 398 | 471 |
| Elevação Mínima (m) | 335 | 250 | 171 |
| Elevação Média (m) | 548.52 | 309.26 | 260.19 |
| Diferença de cota (m) | 343 | 148 | 300 |
| Índice de Umidade Topográfica (TWI) | 12.11 | 11.43 | 11.98 |
| Tempo de Concentração (hs) | 4.79 | 6.16 | 7.62 |
| Tipos de Uso e Cobertura do Solo | | | |
| Vegetação Natural Remanescente | 41.7 % | 10.8 % | 30.8 % |
| Pastagem | 41.1% | 84.9% | 66.7% |
| Propriedades/Características Pedológicas | | | |
| Classe de solo predominante | Neossolos Quartzarênicos | Argissolos Vermelhos | Argissolos V. Amarelos |
| Textura | Arenosa | Franco-argiloso | Franco-argilo-arenoso |
| Capacidade de Infiltração | Muito Boa | Boa | Muito Boa |
| Profundidade | > 2m | ≥ 2m | ≤ 50 cm |
| Propriedade Hidrológicas dos Solos | | | |
| Classe hidrológica | A | B | D |
| Curva número - CN | 48.47 | 59.85 | 71.81 |
| Capacidade de Armazenamento-STC | 269.99 | 170.33 | 99.68 |
| Capacidade de água disponível-CAD | 287.00 | 151.00 | 154.00 |

Fonte: Elaborado pelo autor

Tabela 24 - Padrões de respostas hidrogeomorfológicas da paisagem por sub-bacia

| Comportamento hidrogeomorfológico da paisagem | | | |
|---|-------------|--------------|--------|
| Dados/Variáveis | Sub-Bacias | | |
| | Piraputanga | Cachoeirinha | Corgão |
| Balanco Hídrico | | | |
| Evp. Real (AET) (mm) | 93.49 | 108.54 | 109.23 |
| Armazenamento (ST) (mm) | 170.72 | 88.78 | 51.74 |
| Excesso (Q(t)) (mm) | 60.84 | 50.20 | 65.35 |
| Déficit (mm) | -9.48 | -27.81 | -37.92 |
| Varição do Nível Freático | | | |
| Nível médio (m) | -104.72 | -6.46 | -15.29 |
| Nível máximo (m) | -103.00 | -4.17 | -12.87 |
| Nível mínimo (m) | -106.60 | -8.29 | -17.16 |
| Varição de nível (m) | 3.60 | -4.12 | -4.29 |
| Escoamento superficial - Vazão Canal Principal | | | |
| Vazão máxima registrada (m ³ /d) | 138.52 | 100.56 | 170.6 |
| Vazão mínima registrada (m ³ /d) | 45.82 | 6.68 | 0.0 |
| Vazão média anual (m ³ /d) | 85.36 | 42.19 | 38.2 |
| Varição Percentual (%) | 66.92 | 93.36 | 100.0 |
| Meses sem fluxo | 0.00 | 0.00 | 4.0 |
| Impactos do uso direto da rede de drenagem | | | |

| | | | |
|--|-----------|-----------|------------|
| Represas mapeadas | 64.00 | 153.00 | 523.00 |
| Represas por Km ² | 1.39 | 4.85 | 5.83 |
| Represas em áreas úmidas | 31.00 | 112.00 | 327.00 |
| Represas em canais de 1 ^a ordem | 21.00 | 79.00 | 233.0 |
| Represas em canais de 2 ^a ordem | 4.00 | 10.00 | 35.0 |
| Represas em canais de 3 ^a ordem | 1.00 | 7.00 | 7.00 |
| Represas em canais de 4 ^a ordem | 0.00 | 0.00 | 3.00 |
| Area repesada* em zona úmida (m ²) | 10.443,56 | 66.817,25 | 281.054,92 |
| Volume represado em zona úmida (m ³) | 14.934,29 | 80.180,70 | 267.002,17 |
| Escoamento superficial - Circulação das águas em represas sob canais de 1^a ordem | | | |
| Vazão entrada (m ³ /d) | 4.95 | 0.109 | 0.262 |
| Vazão saída (m ³ /d) | 8.09 | 0.037 | 0.288 |
| Meses sem fluxo de entrada | 0 | 5.5 | 8.00 |
| Meses sem fluxo de Saida | 0 | 12 | 8.00 |

Fonte: Elaborado pelo autor

Os dados da sub-bacia do Córrego Piraputanga, localizada sobre o domínio hidrogeológico do Grupo Parecis, revelam características que favorecem os processos de infiltração e recarga hídrica. Os solos arenosos, com alta porosidade e baixo potencial de escoamento superficial, são determinantes para esse processo. A combinação de uma precipitação média mensal elevada (145,99 mm), sobre planaltos com declividade moderada (9,66%) e vegetação natural remanescente (41,7%) contribui para a estabilidade hidrológica da região, apesar da amplitude altimétrica considerável de 343 m e um tempo de concentração de 4,79 horas.

O índice moderado de umidade topográfica (12,11) e o predomínio de aquíferos porosos em arenito, juntamente com solos de alta capacidade de infiltração (Classe A, CN = 48,47), reforçam a elevada capacidade de armazenamento e disponibilidade de água. Esses aspectos são corroborados pelos dados da Capacidade de Água Disponível (CAD) de 287,00 mm e da Capacidade Total de Armazenamento de Água no Solo (STC) de 269,99 mm.

Este potencial é evidenciado pelos dados médios do balanço hídrico, que demonstram um elevado armazenamento hídrico (170,72 mm/mês) e uma evapotranspiração real moderada (93,49 mm/mês). O sistema apresenta também uma infiltração eficiente da precipitação, com um excedente hídrico controlado (60,84 mm/mês) e um déficit insignificante (-9,48 mm/mês). A dinâmica do nível freático, com variação sazonal de 3,6 metros no aquífero profundo (-104,72 m de média), permanece estável, mantendo o nível do escoamento de base, conforme a perenidade e a dinâmica de vazão de entrada e saída

da represa monitorada. O fluxo médio do canal principal (85,36 m³/dia) confirma a estabilidade do sistema hidrológico

Com uma distância latitudinal de aproximadamente 13 km da sub-bacia anterior, a sub-bacia do córrego Cachoeirinha apresenta diferenças significativas nos padrões hidrogeomorfológicos. Sob domínio hidrogeológico da suíte intrusiva Santa Cruz de embasamento Cristalino Indiferenciado composto por granitoide, apresenta características que limitam a infiltração e a recarga/armazenamento hídrico, apesar da precipitação moderada (128,09 mm/mês). Estas limitações estão associadas ao predomínio de solos argilosos com boa capacidade de infiltração (Classe B), associados à litologia de baixa porosidade primária (0 a 15%), onde a porosidade e permeabilidade do aquífero estão associadas à existência e conexões entre fraturas (porosidade secundária) nas rochas, sob domínio de colinas e morros, com declividade média de 8,65%, e uso intenso da atividade pecuária, que ocupa 84,9% da área, potencializando a compactação dos solos, reduzindo a infiltração e elevando o escoamento superficial. Apesar da baixa amplitude altimétrica de 148 m, que lhe confere um tempo de concentração de 6,16 horas para o escoamento em seu perímetro, estas condições lhe conferem baixo índice de umidade topográfica (TWI 11,43) e CN médio de 59,85, limitando a capacidade de armazenamento e disponibilidade de água no solo, conforme dados da CAD (151 mm) e STC (170,33 mm).

Estas limitações podem ser observadas nos dados do balanço hídrico, variação do nível freático e vazão média anual. Conforme os dados, a sub-bacia apresenta um excedente hídrico de 50,20 mm/mês e déficit significativo de -27,81 mm/mês, refletindo menor armazenamento de água no solo (88,78 mm/mês), bem abaixo da capacidade total de armazenamento (STC) e maior evapotranspiração real (108,54 mm/mês). Estas condições são agravadas pela condição de aquífero raso (profundidade média de -6,48 m), que apresentou variação do nível freático acentuada (4,12 m), indicando alta sensibilidade a períodos secos, conforme observado na variação entre a vazão máxima (100,56 m³/d) e mínima (6,68 m³/d), que apresentou redução percentual de 93,36% entre o período chuvoso e a estiagem, e média anual baixa de 42,19 m³/d. A dinâmica de circulação/retenção do fluxo d'água na represa monitorada no canal de 1ª ordem, com fluxo condicionado a níveis elevados de precipitação e elevação máxima do nível freático, também são indicadores da sensibilidade hidrológica do sistema.

Representando o terceiro sistema analisado, com uma distância latitudinal de aproximadamente 40 km em relação à sub-bacia do córrego Piraputanga e 20 km para a

do córrego Cachoeirinha, a sub-bacia do córrego Corgão corresponde ao domínio de maior variabilidade sazonal.

Com precipitação média mensal moderada de 133,19 mm e cerca de dois meses sem chuvas no ano, a recarga hídrica é limitada, o que contribui para a sazonalidade dos fluxos. Geologicamente, predominam rochas granitoides e calcarenito, com aquíferos fraturados de baixa porosidade (0-15%), o que reduz a infiltração e aumenta a dependência das chuvas para a recarga dos aquíferos. O relevo, composto por colinas, morros e serras baixas, apresenta baixo índice de umidade topográfica (TWI = 11,98), associado à declividade média de 9,38%, favorecendo o escoamento superficial moderado, principalmente nas zonas de cabeceira, apesar de o tempo de concentração de 7,62 horas indicar uma resposta hidrológica mais lenta em todo o perímetro.

O predomínio de Argissolos Vermelho-Amarelos, de textura franco-argilo-arenosa e profundidade baixa (≤ 50 cm) (Classe D), associado à atividade pecuária (66,7%), limita a capacidade de armazenamento de água, resultando em Curva Número elevada (CN = 71,81), indicando elevada taxa de escoamento superficial e baixa capacidade de retenção de água no solo (STC = 99,68 mm). Isso intensifica a variabilidade hidrológica e a vulnerabilidade acentuada nos períodos de estiagem, como evidenciam os dados do balanço hídrico.

Reflexo da composição lito-pedológica e morfológica, os dados do balanço hidrológico apresentam forte sazonalidade. Com o maior índice de evapotranspiração real (109,23 mm/mês), excedente hídrico (65,35 mm), déficit hídrico (-37,92 mm) e menor capacidade de armazenamento (ST = 51,74 mm) entre as sub-bacias analisadas, o sistema demonstra características distintas. A variação do nível freático (4,29 m) em aquíferos de profundidade moderada (15,3 m) evidencia alta sensibilidade às variações meteorológicas, com recarga limitada e condicionada pela baixa capacidade de armazenamento dos solos.

Essas condições influenciam diretamente o padrão de escoamento superficial dos canais, que apresentou regime intermitente durante o período analisado, com redução percentual de 100% entre a vazão máxima elevada de 170,6 m³/d e a mínima de 0,00 m³/d, ocorrendo durante 4 meses do ano. Além disso, a sub-bacia apresentou menor média anual de vazão entre as sub-bacias (38,2 m³/d). A existência de fluxo de entrada e saída da represa apenas durante os períodos de precipitação elevada reforça a fragilidade do sistema hidrológico, altamente dependente das chuvas.

Conforme observado, a interação entre os componentes físico-naturais e as ações antrópicas controla os processos hidrogeomorfológicos, que apresentam padrões distintos entre as sub-bacias.

Na sub-bacia do córrego Piraputanga, o fator orográfico, com altitude média de 548,52 metros, contribui para índices pluviométricos mais elevados, menor temperatura e evapotranspiração, aumentando a disponibilidade de água superficial. Este efeito é potencializado pela composição geológica, com o predomínio de rochas de arenito sob relevo de planalto, que favorece a formação de Neossolos Quartzarênicos profundos, promovendo processos de infiltração, armazenamento e recarga dos sistemas aquíferos. A boa cobertura de vegetação natural remanescente potencializa os efeitos da infiltração, mediante a interceptação da precipitação, atenuando os efeitos negativos das pastagens, contribuindo principalmente para o armazenamento hídrico e a redução do escoamento superficial direto.

Desta forma, os componentes ambientais da sub-bacia do Córrego Piraputanga potencializam os processos hidrogeomorfológicos de infiltração, armazenamento e recarga dos sistemas aquíferos, contribuindo para a estabilidade do sistema hidrológico, garantindo a estabilidade do nível freático, capaz de sustentar os fluxos de base responsáveis pela manutenção da vazão média dos canais.

Por sua vez, a sub-bacia do córrego Cachoeirinha apresenta uma combinação de fatores topográficos e litopedológicos, associados à intensa atividade pecuária, que limitam a disponibilidade de água na paisagem. Com relevo dissecado, elevada densidade de drenagem e predomínio de solos argilosos sobre matriz litológica de baixa porosidade, a sub-bacia tem condições que limitam a capacidade de infiltração, armazenamento e recarga dos sistemas aquíferos. Embora os solos apresentem boa capacidade de infiltração, com porosidade entre 36% e 50%, estão mais propensos aos efeitos da retenção capilar, devido à tensão superficial e à força de adsorção. Essas condições, associadas ao uso intenso da atividade pecuária, tornam os solos altamente suscetíveis a processos de compactação e colmatação, limitando a infiltração e a recarga dos sistemas hidrogeológicos fraturados da área. Isso reduz significativamente a disponibilidade de água nos períodos de estiagem, como evidenciado pela alta variação sazonal do nível freático e pela redução da vazão do canal principal, além da interrupção ou retenção dos fluxos na represa durante os períodos de armazenamento de água no solo abaixo da capacidade total.

Na sub-bacia do córrego Corgão, são observadas as limitações mais acentuadas entre os sistemas analisados. Combinando base litológica granitoide e calcarenítica de baixa porosidade primária, com predominância de Argissolos rasos, a sub-bacia apresenta processos hidrogeomorfológicos que potencializam o escoamento e reduzem a capacidade de armazenamento. Apesar de apresentar boa capacidade de infiltração, a espessura limitada dos solos predominantes compromete a capacidade de armazenamento e a transmissão gradual de água para os sistemas litológicos de baixa porosidade, limitando significativamente a capacidade de armazenamento (51,74 mm/mês) dos 133,10 mm precipitados mensalmente. Essas características também contribuem para maior evapotranspiração (109,23 mm/mês), potencializada pelo aquecimento dos solos e corpos d'água rasos, que aceleram as perdas de umidade para a atmosfera, reduzindo a disponibilidade de água na paisagem. Isso é observado no regime de fluxo intermitente, com média de 4 meses por ano sem fluxo, em uma sub-bacia de 89,61 km² e uma vasta rede de drenagem de 130,01 km. Os processos hidrogeomorfológicos dessa área têm fluxo rápido para saturação (durante precipitação) e déficit (na ausência de precipitação), como evidenciado nos fluxos da represa, resultando em perdas elevadas para o escoamento superficial direto no período chuvoso e para a evapotranspiração nos períodos de estiagem.

Esses padrões impactam a demanda pelo uso da água, como observado na dinâmica de uso e ocupação de áreas úmidas e na rede de drenagem, por meio da construção de represas de pequeno porte. Nessa dinâmica, o recurso pressiona a demanda, o que compromete a disponibilidade de água.

Conforme os dados, nas sub-bacias com processos hidrogeomorfológicos que limitam a disponibilidade de água, foi identificado um maior número de represas, especialmente sobre áreas úmidas e redes de drenagem. Na sub-bacia do córrego Piraputanga, com menor variabilidade na disponibilidade hídrica sazonal, foram mapeadas 64 represas, com uma densidade de 1,39 represas por km². Por outro lado, as sub-bacias dos córregos Cachoeirinha e Corgão, com alta variabilidade sazonal na disponibilidade hídrica, apresentaram maior número de represas mapeadas.

Na sub-bacia do córrego Cachoeirinha, foram identificadas 153 represas, equivalendo a 4,85 feições por km². Na sub-bacia do córrego Corgão, com piores indicadores de disponibilidade hídrica, foram mapeadas 523 represas, totalizando uma densidade de 5,83 feições por km². Deste total, a maioria se encontra sobre zonas úmidas e redes de drenagem, como no caso da sub-bacia do córrego Corgão, onde 62,52% das

represas estão localizadas sobre zonas úmidas, incluindo redes de drenagem. Os canais de 1ª ordem são os mais impactados, com uma média de 2,12 represas por segmento de canal. Considerando que, para este sistema, os dados evidenciam que as represas aceleram a drenagem (exfiltração) no período chuvoso e as retêm no período de estiagem, é possível concluir que a baixa disponibilidade de água na paisagem aumenta a demanda por represas. No entanto, o aumento do número de represas sobre áreas úmidas, nascentes e canais fluviais tende a reduzir ainda mais a disponibilidade de água, mediante drenagem e retenção dos fluxos nos reservatórios (267.002,17 m³) e pelo aumento da evaporação direta das represas, devido ao acúmulo de energia da radiação solar. Todo esse processo compromete ainda mais a disponibilidade de água na paisagem, contribuindo para a intermitência cíclica do fluxo anual, como observado no monitoramento de 2023 e 2024.

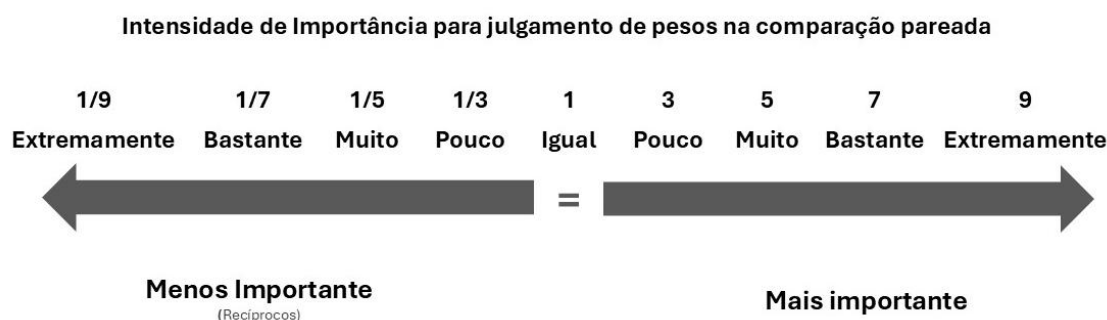
4.5 Cartografia Hidrogeomorfológica: Identificação de padrões de vulnerabilidade.

A elaboração do modelo cartográfico para a classificação dos níveis de vulnerabilidade hidrogeomorfológica foi realizada com o suporte do Processo Analítico Hierárquico (AHP), utilizado para definir os pesos prioritários entre as variáveis — clima, geologia, pedologia, tipos de uso, declividade e densidade de drenagem —, com foco na capacidade de infiltração e armazenamento de água.

De acordo com Pimenta *et al.* (2019), o método AHP se consolidou como uma ferramenta robusta que utiliza uma estrutura analítica para apoiar a tomada de decisões complexas em ambientes multifatoriais. Ele torna-se especialmente útil em estudos que demandam a avaliação de critérios qualitativos e quantitativos, sendo facilmente executável em ambiente SIG, com ampla capacidade de análise dos princípios da hidrogeomorfologia de Scheidegger (1973), Goerl *et al.* (2012) e Teixeira *et al.* (2013),

Para Saaty (1987), o método AHP consiste na atribuição de pesos por meio de uma comparação par a par entre as variáveis, utilizando uma escala de 1 a 9 (Figura 78) em uma matriz de julgamento (Tabela 25). A partir dessa matriz, calcula-se o autovetor principal, que representa a importância relativa de cada item. Por fim, os valores do autovetor são normalizados para que somem 1, definindo, assim, os pesos ou prioridades finais das variáveis analisadas.

Figura 78 - Escala de importância de Saaty



Fonte: Saaty (1987)

Considerando a contribuição de cada variável para a infiltração e o armazenamento de água, a matriz de comparação foi elaborada com base nos seguintes critérios:

- ✓ **Pedologia:** Parte-se do princípio de que esta é crucial para a infiltração inicial. Textura, estrutura e profundidade do solo são consideradas fatores determinantes onde solos mais profundos e com maior capacidade de infiltração e armazenamento são considerados de maior importância para o objetivo.
- ✓ **Geologia:** Constitui o componente que determina a capacidade de armazenamento profundo (aquífero) e a disponibilidade de água a médio e longo prazo. A porosidade primária e secundária da rocha é um elemento essencial, e valores elevados configuram fatores positivos.
- ✓ **Uso e Cobertura do Solo:** Impacta fortemente a capacidade de infiltração, potencializando ou reduzindo o escoamento superficial, mediante compactação ou contribuição para a microporosidade do solo.
- ✓ **Clima:** É um fator essencial, que fornece o aporte de água (precipitação) para a infiltração e a recarga, definindo a disponibilidade hídrica.
- ✓ **Declividade:** Influencia o tempo disponível para infiltração; declives acentuados favorecem o escoamento superficial.
- ✓ **Densidade de Drenagem:** Reflete a eficiência com que a água é removida da superfície; alta densidade geralmente implica em menor infiltração.

Observando esses critérios, a matriz de comparação par a par de Saaty foi elaborada, atribuindo-se pesos conforme o grau de importância de cada variável. A análise considerou a contribuição de cada fator para a infiltração e o armazenamento de água, com base no referencial teórico, resultando nos dados apresentados na Tabela 25.

Tabela 25 - Matriz de julgamento/Comparação Pareada de Saaty

| Matriz de Comparação Pareada, Escala de Saaty | | | | | | | | |
|---|-------|-------------|-----|----------|-----------|------------|-------------------------|---------------|
| Critério (Variáveis) | Clima | Declividade | D/d | Geologia | Pedologia | Uso C solo | Peso (Vetor Prioridade) | Peso (%) |
| Clima | 1 | 3 | 5 | 1 | 1/5 | 1/3 | 0.13 | 13.45% |
| Declividade | 1/3 | 1 | 1 | 1/3 | 1/3 | 1/3 | 0.064 | 6.46% |
| D/d | 1/5 | 1 | 1 | 1/5 | 1/5 | 1/5 | 0.046 | 4.60% |
| Geologia | 1 | 3 | 5 | 1 | 1/3 | 2 | 0.19 | 19.74% |
| Pedologia | 5 | 3 | 5 | 3 | 1 | 1 | 0.33 | 33.16% |
| Uso do Solo | 3 | 3 | 5 | 1/2 | 1 | 1 | 0.22 | 22.59% |
| Soma | | | | | | | 1.0000 | 100.00% |
| Razão de Consistência (CR) | | | | | | | | 0.0877 |

Fonte: Elaborado pelo autor

Conforme os resultados da análise da matriz de comparação Saaty, as variáveis Solo (33,16%), Uso e Cobertura (22,59%) e Geologia (19,74%) possuem a maior razão de importância (peso) na dinâmica de infiltração e armazenamento de água na paisagem. O Clima (13,45%) apresenta uma razão de importância intermediária, enquanto a Declividade (6,46%) e a Densidade de Drenagem (4,60%) possuem os menores indicadores de razão de importância.

Dessa forma, a composição pedológica, bem como os diferentes tipos de uso e cobertura do solo, são fatores mais importantes ou igualmente importantes entre si, pois controlam diretamente a infiltração na interface superfície-subsuperfície, sendo responsáveis diretos pela transmissão de água para os sistemas subsuperficiais.

As variáveis Clima e Geologia, por sua vez, apresentam importância significativa, com o clima sendo a fonte de água e a geologia contribuindo com a capacidade de armazenamento profundo. Embora consideradas de importância similar entre si, essas variáveis são geralmente menos críticas para a infiltração inicial do que o solo e os diferentes tipos de uso e cobertura da terra.

Conforme a matriz, a composição pedológica é julgada mais importante que Clima e Geologia para a eficiência da infiltração e armazenamento de água na paisagem. Por sua vez, a Geologia é considerada mais importante que Declividade e Densidade de Drenagem.

As variáveis Declividade e Densidade de Drenagem são consideradas menos importantes no contexto geral de infiltração e armazenamento, embora sejam relevantes para o particionamento entre água superficial e infiltração. A Declividade influencia o tempo de residência superficial, enquanto a Densidade de Drenagem reflete a eficiência

da rede de escoamento. Ambas são consideradas de importância similar entre si e menos importantes do que os demais fatores.

Por meio do escalonamento da razão de importância das variáveis, com a definição do peso percentual com base na capacidade de infiltração e armazenamento de água na paisagem, procedeu-se à geração dos mapas de vulnerabilidade hidrogeomorfológica. A escala utilizada varia de 1 a 9, sendo que o valor 1 (um) corresponde a áreas muito vulneráveis e o valor 9 (nove) a unidades da paisagem com vulnerabilidade muito baixa, conforme a classificação das variáveis por sub-bacia (Tabela 26).

Para a atribuição dos pesos, as características locais de cada componente analisado em cada sub-bacia foram consideradas.

Para a variável Clima, foi adotada a classificação oficial no contexto das sub-bacias, que apresentam variação de precipitação entre 2.100 e 1.400 mm/a. Os índices pluviométricos mais elevados receberam o peso nove (9), enquanto os índices pluviométricos mais baixos foram atribuídos peso dois (2). Dessa forma, os pesos foram atribuídos conforme o volume total de precipitação observado durante o monitoramento.

Para as classes de declividade do relevo, os relevos planos (0-3%) foram classificados como classe nove (9), menos vulneráveis, enquanto os relevos escarpados (>75%) foram classificados como classe um (1), com vulnerabilidade muito alta.

A atribuição da razão de importância para a composição geológica considerou as características litológicas e hidrogeológicas. As formações sedimentares com porosidade primária alta (>30%) foram classificadas com vulnerabilidade muito baixa, recebendo a classe nove (9), enquanto as formações tonalíticas e batolíticas de porosidade primária baixa (0 a 15%) foram classificadas como muito vulneráveis, recebendo a classe um (1). Para a variável solo, foram observadas as classes hidrológicas, com os Neossolos Litólicos (RL) sendo classificados como os mais vulneráveis, com peso um (1), e os Neossolos Quartzarênicos (RQ), como os menos vulneráveis, com peso nove (9).

As Classes de Uso e Cobertura foram analisadas considerando o impacto de cada componente na dinâmica de infiltração da água. Nesse contexto, as superfícies de água e as remanescências de vegetação nativa receberam classificações mais elevadas, de nove a sete (9 a 7), respectivamente, representando áreas de baixa vulnerabilidade hidrogeomorfológica. Por outro lado, as áreas com menor permeabilidade, como estradas e espaços urbanos, receberam peso um (1), indicando maior vulnerabilidade.

Tabela 26 - Pesos atribuídos por classe de cada variável

| Pesos Atribuídos as variáveis | | | | | | |
|-------------------------------|----------------------------------|------|-----------------------------------|------|-----------------------------|------|
| Variável | Sub-Bacia do Córrego Piraputanga | | Sub-Bacia do Córrego Cachoeirinha | | Sub-Bacia do Córrego Corgão | |
| | Descrição | Peso | Descrição | Peso | Descrição | Peso |
| Clima | 1751.85 mm/a | 6 | 1476.08 mm/a | 2 | 1598.34 mm/a | 3 |
| Classe do Relevo | Plano | 9 | Plano | 9 | Plano | 9 |
| | S. Ondulado | 7 | S. Ondulado | 7 | S.Ondulado | 7 |
| | Ondulado | 5 | Ondulado | 5 | Ondulado | 5 |
| | Forte ondulado | 3 | Forte ondulado | 3 | Forte ondulado | 3 |
| | Montanhoso | 2 | Montanhoso | 2 | Montanhoso | 2 |
| Geologia | F.Fortuna | 9 | C.Alto Guaporé | 3 | Araras, M. Superior | 4 |
| | S.I. Santa Cruz | 3 | S.I Alvorada | 3 | F. Pantanal | 9 |
| | G. Alto Jauru | 4 | S.I Cruz | 3 | C. Alto Guaporé | 3 |
| | F. Utariti | 8 | S.I Figueira Branca | 4 | Formação Puga | 7 |
| | S.I. Cruz | 3 | G. Alto Jauru | 4 | - | - |
| Tipo de Solo | RQ – Neossolos Q. | 9 | PV- Argissolos V. | 8 | PVA - Argissolos V. A | 4 |
| | PVA - Argissolos V. A | 7 | RY - Neoss. Flúvicos | 3 | LVA - Latossolos V. A. | 6 |
| | RY - Neoss. Flúvicos | 3 | PVA- Argissolos.V.A | 7 | RL - Neossolo Litólicos | 1 |
| | - | - | - | - | RY – Neossolos Flúvicos | 3 |
| Classes de Uso e Cobertura | Água | 9 | Silvicultura | 7 | Água | 9 |
| | Pastagem | 5 | Água | 9 | Estradas | 1 |
| | Savana Florestada | 8 | Área urbana | 1 | Pastagem | 5 |
| | Pastagem/Degradada/ Solo exposto | 4 | Estradas | 1 | Formações justafluviais | 8 |
| | Formações Justafluviais | 8 | Floresta Estacional | 7 | Área de Cultivo | 6 |
| | Savana Florestada Alterada | 6 | Área cultivada | 6 | Floresta Estacional | 7 |
| | Vila Agrícola | 3 | Formações justafluviais | 8 | Edificações | 1 |
| | Floresta Estacional | 7 | Pastagem | 5 | | |
| | Estradas | 1 | - | - | - | - |
| D/d (km/km ²) | 0.001 – 0.484 | 9 | 0.155 – 1.156 | 8 | 0.001 – 0.498 | 9 |
| | 0.485 – 1.124 | 7 | 1.157 – 1.76 | 7 | 0.499 – 1.118 | 7 |
| | 1.125 - 1.921 | 5 | 1.761 - 2.31 | 5 | 1.119 - 1.737 | 5 |
| | 1.922 - 2.78 | 3 | 2.311 - 2.859 | 3 | 1.738 - 2.397 | 4 |
| | 2.781 - 3.982 | 1 | 2.86 – 3.655 | 2 | 2.398 - 3.434 | 2 |

Fonte: Elaborado pelo autor

A densidade de drenagem (D/d km/km²) foi classificada conforme as densidades máximas (2,781 - 3,982 km/km²) e mínimas (0,001 – 0,484 km/km²) observadas entre as três sub-bacias. As densidades máximas corresponderam às áreas de maior vulnerabilidade (peso 1), enquanto as áreas de menor densidade apresentaram os menores indicadores de vulnerabilidade (peso 9).

Após estabelecer a razão de importância (de 1 a 9) para cada componente das variáveis analisadas, o procedimento cartográfico foi finalizado por meio da sobreposição ponderada em software SIG, entre os pesos individuais de cada componente por variável e o respectivo peso percentual da variável sobreposta.

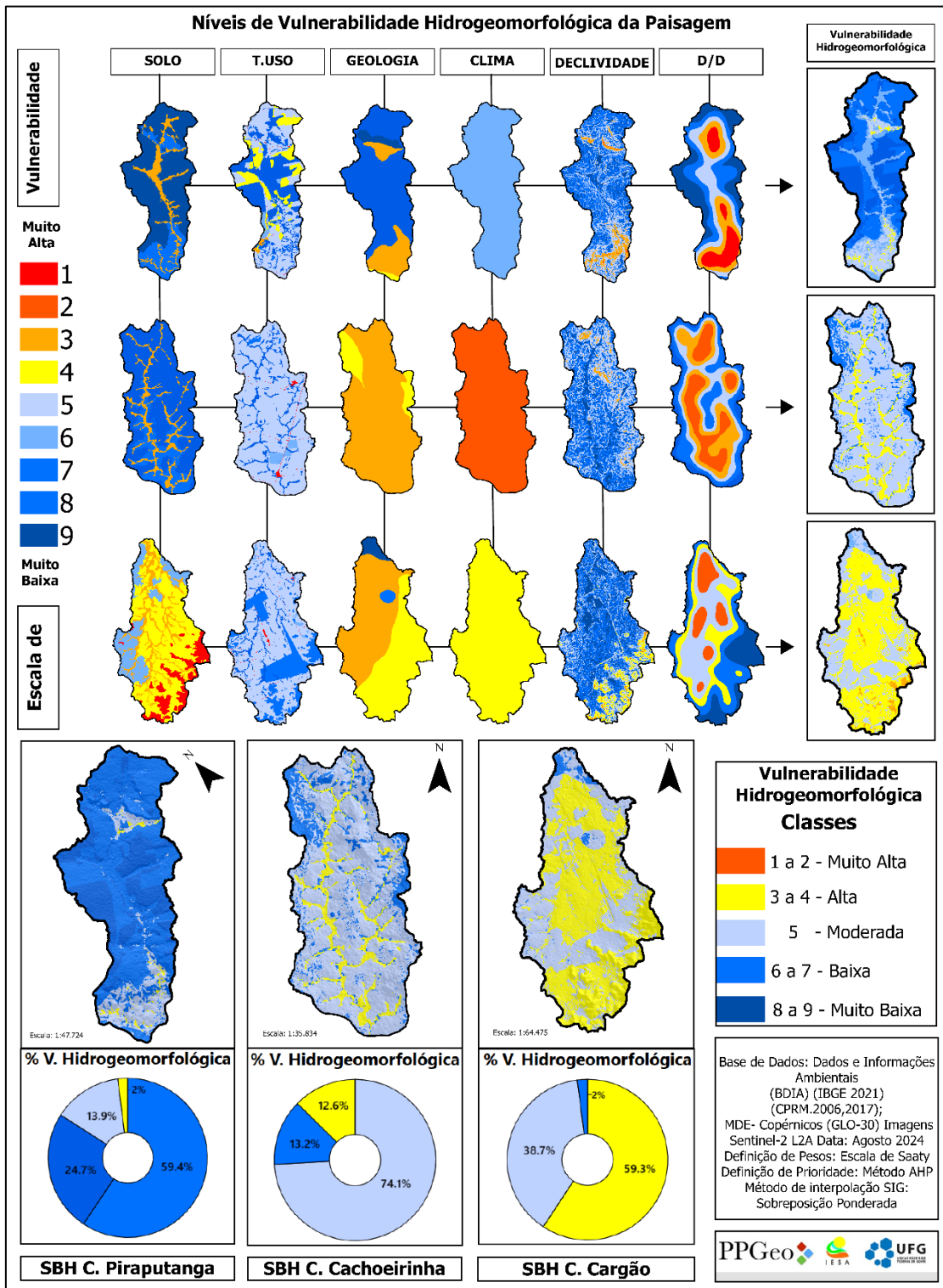
Como resultado, obteve-se um mapa final por sub-bacia, classificado de um (1) a nove (9), onde um representa níveis de vulnerabilidade hidrogeomorfológica muito alta e nove indica vulnerabilidade muito baixa. Posteriormente, os mapas foram reclassificados em cinco classes, considerando a seguinte proporção de níveis de vulnerabilidade hidrogeomorfológica da paisagem: De 1 a 2 - muito alta, de 3 a 4 - alta, 5 - moderada, de 6 a 7 - baixa e de 8 a 9 - muito baixa, conforme infográfico (Figura 79), permitindo uma avaliação detalhada das condições predominantes em cada unidade de análise.

Conforme os resultados, constata-se diferenças significativas entre as sub-bacias, que estão em consonância com os dados do balanço hídrico e dinâmica fluvial e variação no nível freático obtidos para o período de 2023 e 2024.

O resultado evidencia que a sub-bacia do Córrego Piraputanga dispõe de menor índice de vulnerabilidade geral, com aproximadamente 84% de sua área classificada com níveis de vulnerabilidade Baixa e Muito Baixa. Este resultado expressivo evidencia o predomínio de condições hidrogeomorfológicas estáveis, favoráveis à infiltração e ao armazenamento hídrico. Tal resultado decorre da combinação de solos permeáveis e profundos, com elevada proporção de vegetação nativa preservada, matriz geológica porosa e profunda e topografia suave, acompanhada de baixa densidade de drenagem. As zonas de vulnerabilidade Moderada correspondem a cerca de 14% da área, indicando transições ou condições pontuais menos favoráveis à infiltração, enquanto as áreas de vulnerabilidade alta representam apenas 2%. Esse resultado converge com os dados de monitoramento hidroclimático, que constatou a estabilidade do sistema, com variação de fluxo sazonal moderada, baixa evapotranspiração, elevado grau de armazenamento, baixo déficit e alto excedente hídrico.

A sub-bacia do Córrego Cachoeirinha apresenta uma paisagem predominantemente classificada como de vulnerabilidade Moderada, cobrindo cerca de 74% de sua área. No entanto, há uma significativa heterogeneidade interna, com porções relevantes classificadas como de vulnerabilidade alta (12,6%) e baixa (13,2%).

Figura 79 - Vulnerabilidade Hidrogeomorfológica por sub-bacia



Fonte: Elaborado pelo autor

A ausência das classes extremas (Muito Alta e Muito Baixa) reforça o caráter predominantemente intermediário da sub-bacia, mas com variações espaciais importantes para o manejo da água. Entre as classes minoritárias, a prevalência de áreas com vulnerabilidade baixa sobre as de alta evidencia as condições naturais favoráveis à

infiltração e armazenamento. No entanto, a expressiva supressão da vegetação nativa e o predomínio da atividade pecuária sobre solos argilosos e matriz geológica de baixa porosidade primária pressionam os níveis de vulnerabilidade para moderado a alto. Essa condição pode ser observada nos dados hidroclimáticos. Conforme o monitoramento, a sub-bacia apresentou níveis elevados de evapotranspiração, com valores intermediários de armazenamento, excesso e déficit hídrico, além de uma expressiva variação percentual da vazão, que apresentou redução de 93,36% do fluxo entre o período chuvoso e a estiagem, indicando que a sub-bacia se encontra no limiar da classe de vulnerabilidade, com tendência a níveis mais elevados.

Em contraste, a sub-bacia do córrego Corgão apresentou o cenário mais crítico, apesar da melhor classificação em termos de precipitação e densidade de drenagem em comparação com a sub-bacia do córrego Cachoeirinha. A sub-bacia foi classificada majoritariamente como de vulnerabilidade alta (59,3%), complementada por um percentual significativo de áreas com vulnerabilidade moderada (38,7%). A quase inexistência de zonas com vulnerabilidade baixa ou muito baixa (<3%) aponta para o predomínio de condições hidrogeomorfológicas desfavoráveis à infiltração e armazenamento hídrico na paisagem.

A alta vulnerabilidade reflete o predomínio da atividade pecuária sobre solos argilosos rasos, com substrato geológico de baixa porosidade primária e secundária, fatores que possuem peso elevado na análise AHP. Essas características, combinadas com uma topografia com nível de vulnerabilidade um (1) nas cabeceiras, tornam a bacia susceptível à escassez hídrica, condição evidenciada pelos dados hidroclimáticos. Conforme o monitoramento, a sub-bacia apresentou elevadas taxas de evapotranspiração, baixa capacidade de armazenamento, excesso e déficit hídrico elevados, com variação percentual de 100% do fluxo, implicando em uma média de quatro meses do ano sem fluxo no canal principal.

A compatibilidade entre os níveis de vulnerabilidade, obtidos na geração da cartografia hidrogeomorfológica e os dados do monitoramento de campo, evidencia a viabilidade e aplicabilidade desta cartografia como instrumento de diagnóstico das condições hidrogeomorfológicas da paisagem, com potencial real de prever as condições ambientais que condicionam a regularidade da disponibilidade de água na paisagem.

5- CONCLUSÕES.

Delineando o termo hidrogeomorfologia a partir de Scheidegger (1973) e incorporando a abordagem aplicada de Gregory (1979), a pesquisa buscou estabelecer uma contribuição teórico-conceitual da dinâmica hídrica como um ciclo interdependente, no qual o processo modifica as formas e estas, por sua vez, condicionam o processo. Tendo a bacia hidrográfica como unidade ideal para o diagnóstico ambiental, o estudo apresenta a cartografia hidrogeomorfológica como ferramenta de modelagem da dinâmica da água.

Conforme os dados, a análise integrada dos componentes ambientais das sub-bacias dos córregos Piraputanga, Cachoeirinha e Corgão revelou a ocorrência de dinâmicas hidrogeomorfológicas distintas, fortemente influenciadas pela interação entre características geológicas, geomorfológicas, pedológicas e climáticas locais, além dos impactos decorrentes do uso e ocupação da terra. Nesse contexto, cada sub-bacia exibiu um padrão específico de resposta hídrica, refletindo suas potencialidades e vulnerabilidades intrínsecas às suas propriedades lito-hidro-pedo-morfológicas.

Nessa perspectiva, a sub-bacia do Córrego Piraputanga apresenta uma dinâmica hidrológica estável e resiliente, com elevada capacidade de manter a disponibilidade hídrica na paisagem ao longo do ano. Esse comportamento é atribuído ao predomínio de formações geológicas porosas (Formação Utariti) e solos de alta permeabilidade e profundidade (Neossolos Quartzarênicos), que favorecem a infiltração e a recarga de aquíferos profundos de porosidade primária elevada. A topografia de planalto e a presença significativa de vegetação nativa também contribuem para a regulação e estabilidade do ciclo hidrológico, resultando em vazões perenes e menor variabilidade sazonal. Apesar da ocorrência de feições erosivas, como voçorocas, e da intervenção de represas, que alteram localmente a dinâmica, o sistema, como um todo, demonstra boa capacidade de manutenção do balanço hídrico.

Em contraste com o Piraputanga, a sub-bacia do Córrego Cachoeirinha exhibe maior vulnerabilidade hídrica. O domínio de rochas cristalinas de baixa porosidade e solos argilosos (Argissolos) limita a capacidade natural de infiltração e armazenamento de água subterrânea. O uso intensivo do solo pela pecuária (86%) agrava essa condição, levando à compactação do solo e ao aumento do escoamento superficial. Como consequência, o sistema apresenta maior sensibilidade a períodos de estiagem, com expressiva variação sazonal da vazão e do nível freático, que é relativamente raso. A alta

densidade de represas, especialmente nos canais de cabeceira, representa um fator adicional de estresse, impactando a conectividade e a regularidade dos fluxos hídricos durante os ciclos sazonais de precipitação.

Com um cenário hidrogeomorfológico mais crítico, a sub-bacia do Córrego Corgão apresentou condições de maior complexidade e vulnerabilidade. A combinação de um substrato geológico predominantemente de baixa porosidade (granitoides e calcarenitos), solos argilosos rasos e um percentual considerável de Neossolos Litólicos nas áreas de recarga, associada ao uso intensivo da atividade pecuária, resulta em severas limitações de infiltração e, principalmente, de armazenamento de água na paisagem. Isso acarreta um alto potencial de escoamento superficial, déficits acentuados no balanço hídrico e um regime de vazão intermitente, com longos períodos sem fluxo no canal principal. A elevada densidade de represas (5,83/km²), muitas atuando mais como sistemas de drenagem do que de retenção, exacerba a fragilidade do sistema, acelerando a perda de água durante eventos de chuva e retendo o pouco fluxo existente na estiagem, comprometendo severamente a disponibilidade hídrica.

Em suma, a análise comparativa das três sub-bacias ilustra um gradiente de vulnerabilidade hidrogeomorfológica. O Córrego Piraputanga, com suas características favoráveis à infiltração e ao armazenamento, mostra-se mais resiliente. O Córrego Cachoeirinha apresenta uma condição intermediária, onde as limitações naturais são agravadas pelo uso intensivo do solo e por intervenções na rede de drenagem. A sub-bacia do Córrego Corgão, por sua vez, revela um sistema intrinsecamente vulnerável, cuja fragilidade é amplificada pela ocupação antrópica, resultando em severa intermitência hídrica. Os resultados reforçam a importância crucial das características lito-pedo-geomorfológicas e do uso da terra na determinação da resposta hidrológica e na disponibilidade de água, destacando a necessidade de estratégias de manejo diferenciadas e adaptadas a cada contexto ambiental.

Estes dados indicam que a hipótese apresentada pode ser acatada, uma vez que a pesquisa demonstrou que as características geológicas e pedológicas, associadas ao uso da terra, são fatores determinantes na dinâmica hídrica e nos níveis de vulnerabilidade das bacias hidrográficas estudadas.

Os resultados evidenciam ainda, que a originalidade do trabalho consiste na abordagem metodológica desenvolvida, que inova ao analisar os aspectos hidrogeomorfológicos da paisagem, integrando dados de campo (medições pluviométricas, fluviométricas e piezométricas) com técnicas de sensoriamento remoto,

modelagem digital de solos e análise multicritério (AHP) em ambiente de Sistemas de Informação Geográfica (SIG). Essa integração permite articular indicadores como o balanço hídrico com as características lito-pedológicas, topográficas e de uso da terra. Aplicada e validada em três sub-bacias com sistemas hidrogeológicos contrastantes, a metodologia demonstra potencial para hierarquizar os fatores que efetivamente condicionam os processos hidrogeomorfológicos e controlam dinâmica do ciclo hidrológico.

Os índices de vulnerabilidade obtidos pelo modelo de cartografia hidrogeomorfológica desenvolvido, validados pelos dados de monitoramento, corresponde a uma ferramenta eficaz de diagnóstico hidroambiental, corroborando os diferentes níveis de fragilidade identificados em cada sub-bacia. Os resultados indicam que a abordagem possui elevada capacidade preditiva e aplicabilidade em escalas local a regional, podendo ser replicada (ou adaptada) em outras áreas, como um importante instrumento de diagnóstico da paisagem, voltado para políticas de planejamento e gestão, auxiliando na implementação de instrumentos/critérios de priorização de bacias hidrográficas ou unidades da paisagem, conforme o grau de vulnerabilidade/suscetibilidade à escassez hídrica. Essa sinergia entre campo, modelagem e análise espacial configura um modelo de pesquisa interdisciplinar capaz de orientar políticas públicas e estimular investigações futuras em hidrogeomorfologia aplicada.

As constatações da pesquisa ressaltam ainda a necessidade de manejo integrado e específico para cada sistema, considerando suas particularidades e os impactos antrópicos, especialmente o represamento de canais, para garantir a sustentabilidade hídrica.

REFERÊNCIAS.

ABREU, Marcio Costa; PAULA, Thiago Luiz Feijó de. **Mapa hidrogeológico do estado do Mato Grosso**. Escala de 1:1.000.000 2020.

ADAMS, Mary Beth *et al.* Soils and Water. *In*: POUYAT, Richard V. *et al.* (Orgs.). **Forest and Rangeland Soils of the United States Under Changing Conditions: A Comprehensive Science Synthesis**. Cham: Springer International Publishing, 2020. p. 33–49.

ADGER, W. Neil. Vulnerability. **Global Environmental Change**, Resilience, Vulnerability, and Adaptation: A Cross-Cutting Theme of the International Human Dimensions Programme on Global Environmental Change. v. 16, n. 3, p. 268–281, 1 ago. 2006.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO (BRASIL). **Manual de usos consuntivos da água no Brasil**. 2ª. ed. Brasília. 2024.

ALKHAIER, F.; FLERCHINGER, G. N.; SU, Z. Shallow groundwater effect on land surface temperature and surface energy balance under bare soil conditions: modeling and description. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 7, p. 1817–1831, 3 jul. 2012.

ALMEIDA, Isabel *et al.* Estimativa de tempo de concentração em bacia hidrográfica. *In*: **XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**. Bento Gonçalves (RS): 17 nov. 2013.

ALMEIDA, L. D. *et al.* Hidrogeologia do estado de Goiás e Distrito Federal. **Secretaria de Indústria e Comércio, Superintendência de Geologia e Mineração. Série Geologia e Mineração**, n. 1, p. 132, 2006.

ALVARENGA, Carlos J. S.; SANTOS, Roberto V.; DANTAS, Elton L. C–O–Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. **Precambrian Research**, v. 131, n. 1, p. 1–21, 10 maio 2004.

ALVARENGA, Carlos J. S.; TROMPETTE, Roland. Glacially influenced sedimentation in the Later Proterozoic of the Paraguay belt (Mato Grosso, Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 92, n. 1, p. 85–105, 1 mar. 1992.

Agência Nacional de Águas (ANA). **Sistemas Aquíferos**. Disponível em: <<https://metadados.snirh.gov.br/geonetwork/srv/api/records/3ec60e4f-85ea-4ba7-a90c-734b57594f90>>. Acesso em: 12 abr. 2024.

ANA, Agência Nacional de Águas. **Produção de base vetorial com o Curve Number (CN)**. [S.l.]: Agência Nacional de Águas, 28 jun. 2018.

ANDRADE, José. **Balanço Hídrico do Solo pelo Método de Thornthwaite-Mather e Classificação Racional dos Climas pelo Método de Thornthwaite**. Universidade de Évora, Departamento de Geociências. 2019 Disponível em: <<https://dspace.uevora.pt/rdpc/handle/10174/26075>>. Acesso em: 18 abr. 2024.

AQUINO, AFONSO R. de *et al.* **Vulnerabilidade Ambiental**. 1ª. ed. São Paulo: Blucher, 2017. v. 1.

ARAÚJO, Larissa Marques Barbosa de. **Evolução do magmatismo do domínio cachoeirinha: suítes intrusivas Santa Cruz, Alvorada, Rio Branco e Salto do Céu-SW do cráton amazônico - MT**. Tese (doutorado)—São Paulo: Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 4 abr. 2008.

ASPIRES, Whitney Moret. **Vulnerability Assessment Methodologies : A Review of the Literature**. United States Agency for International Development (USAID), , 2014. Disponível em: <https://pdf.usaid.gov/pdf_docs/PA00M92S.pdf>. Acesso em: 6 maio. 2024

BAHIA, Ruy Benedito Calliari; PEDREIRA, Augusto José. A sedimentação proterozóica (esteniana-toniana) na borda oeste do Craton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 2, p. 268–280, jun. 2007.

BARROS, A. M. *et al.* Folha SD21 Cuiabá, Geologia. *In*: **RADAMBRASIL**. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro: 1982. p. 25–192.

BASARANER, Melih. Revisiting cartography: towards identifying and developing a modern and comprehensive framework. **Geocarto International**, v. 31, n. 1, p. 71–91, 2 jan. 2016.

BASTOS, Frederico de Holanda; MAIA, Rubson Pinheiro; CORDEIRO, Abner Nunes Monteiro. **Geomorfologia**. 1ª. ed. Fortaleza - Ceará: 2019.

BEAR, Jacob. *Dynamics of Fluids in Porous Media*. New York: Dover Publications, 1972

BERTALANFFY, Ludwig Von. **Teoria geral dos sistemas: Fundamentos, desenvolvimento e aplicações**. 8º ed. [S.l.]: Editora Vozes, 2021.

BERTRAND, Georges. Paisagem e geografia física global. Esboço metodológico. **Raega - O Espaço Geográfico em Análise**, v. 8, 31 dez. 2004.

BETTENCOURT, Jorge Silva *et al.* The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: An overview. **Journal of South American Earth Sciences**, The Grenville Orogen in Central and South America. v. 29, n. 1, p. 28–46, 1 jan. 2010.

BIELSKI, Conrad *et al.* Novel Approach for Ranking DEMs: Copernicus DEM Improves One Arc Second Open Global Topography. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 62, p. 1–22, 2024.

BÖHNER, J.; ANTONIĆ, O. Land-Surface Parameters Specific to Topo-Climatology. *In*: HENGL, Tomislav; REUTER, Hannes I. (Orgs.). **Developments in Soil Science**. Geomorphometry. [S.l.]: Elsevier, 2009. v. 33 p. 195–226.

BORBA, Prof Dr Francisco S. *et al.* **Michaelis Dicionário Escolar Língua Portuguesa**. 5ª edição ed. SAO PAULO, SP: Melhoramentos, 2023.

BORTOLUZZI, Edson Campanhola *et al.* Porosidade e retenção de água em um argissolo sob manejos convencional e direto submetido a compressões unidimensionais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, p. 1447–1457, 2008.

BOUROTTE, Christine Laure Marie. Geologia: O ciclo da água. *In: Licenciatura em Ciências · USP/Univesp · Módulo 2*. 1. ed. [S.l.]: USP/Univesp, 2018. p. 118–134.

BOUWER, H.; MADDOCK, T. III. Making sense of the interactions between groundwater and streamflow: lessons for water masters and adjudicators. **Rivers**, v. 6, n. 1, p. 19–31, 1997.

BOUWER, HERMAN. Theory of Seepage from Open Channels. *In: CHOW, VEN TE (Org.). Advances in Hydroscience*. [S.l.]: Elsevier, 1969. v. 5 p. 121–172.

BRADLEY, M. Patricia; SMITH, Elizabeth R. Using Science to Assess Environmental Vulnerabilities. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 94, n. 1, p. 1–7, 1 jun. 2004.

BRASIL, Departamento Nacional de Infra-Estrutura de Transportes. **Manual de Hidrologia Básica para Estruturas de Drenagem**. Rio de Janeiro 2005. Disponível em: <https://www.gov.br/dnit/pt-br/assuntos/planejamento-e-pesquisa/ipr/coletanea-de-manuais/vigentes/715_manual_de_hidrologia_basica.pdf>. Acesso em: 26 nov. 2024.

BRASIL, MAP. **Valor Bruto da Produção Agropecuária de 2022**. Disponível em: <<https://www.gov.br/agricultura/pt-br/assuntos/noticias/valor-bruto-da-producao-agropecuaria-de-2022-e-estimado-em-r-1-2-trilhao>>. Acesso em: 31 jan. 2024.

BRIERLEY, Gary. Geomorphology and River Management. **Kemanusiaan : The Asian Journal of Humanities**, v. 15, 1 jan. 2008.

BRUM, Leonardo Bastos; NASCIMENTO, Flavio Rodrigues do. Estudo da água em geografia: por uma conexão de paisagens e territórios. **ACTA GEOGRÁFICA**, v. 10, n. 22, p. 126–140, 3 maio 2016.

BRUNNER, Philip; COOK, Peter G.; SIMMONS, Craig T. Hydrogeologic controls on disconnection between surface water and groundwater. **Water Resources Research**, v. 45, n. 1, 2009.

BRUNNER, Philip; COOK, Peter G.; SIMMONS, Craig T. Disconnected Surface Water and Groundwater: From Theory to Practice. **Groundwater**, v. 49, n. 4, p. 460–467, 2011.

BUFFIN-BÉLANGER, Thomas; DEMERS, Sylvio; MONTANÉ, Antonin. 10 - Hydrogeomorphology: Recognition and Evolution of the Flood Phenomenon. *In: VINET, Freddy (Org.). Floods*. [S.l.]: Elsevier, 2017. p. 167–191.

CARVALHO, DARCY. **Dicionário Etimológico da Língua Portuguesa Tomo I**. Rio de Janeiro, 1956.

CARVALHO, Márcia Eliane Silva. Vulnerabilidade hídrica na bacia sergipana do rio Vaza Barris. **Raega - O Espaço Geográfico em Análise**, v. 25, 6 jul. 2012.

CASSETI, Valter. Geomorfologia. [S.l.]: FUNAPE, 2005. 212 p.

CHEN, Xi. **Climate and landscape controls on seasonal water balance at the watershed scale**. Dissertation (Doctor)—Orlando: University of Central Florida, 1 jan. 2014.

CHORLEY, Richard J. **The History of the Study of Landforms: Volume 1 - Geomorphology Before Davis**. [S.l. 2009.

CHRISTOFOLETTI, Antonio. **Geomorfologia**. 2ª edição ed. São Paulo, Blucher, 1980.

CHRISTOFOLETTI, Antonio. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. 1ª edição ed. São Paulo, Blucher, 1999.

COSTA, Húrbio; MOREIRA, Emanuela; OSVALDO, João. O uso da terra por atividades agropecuárias e seu impacto sobre bacias hidrográficas. **GeoGraphos**, v. 14, p. 64–90, 28 jul. 2023.

COSTANZA, Robert. **Natural capital**. In: ROSA, E. P.; RAMOS-MARTIN, J. (Org.). **Elgar encyclopedia of ecological economics**. Cheltenham, UK: Edward Elgar, 2023.

COURTENAY, A. P. **Topographic Wetness Index derived for Madagascar**. Zenodo, , 11 out. 2023. Disponível em: <<https://zenodo.org/records/8430855>>. Acesso em: 15 ago. 2025

CPRM, SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Mapa geodiversidade do estado do Mato Grosso**, 2006.

CPRM, Serviço Geológico do Brasil. **Mapa hidrogeológico do estado do Mato Grosso**, 2020.

CREMON, Édipo Henrique *et al.* Avaliação da altimetria do MDE COP-30 no Centro-Oeste do Brasil. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 74, n. 3, 2022.

CUNHA, Antônio Geraldo da. **Dicionário etimológico da língua portuguesa**. 4ª edição ed. [S.l.]: Lexikon, 2019.

CUNHA, Viviane Cristina Vieira da. **Avaliação da interação entre as águas subterrâneas e superficiais na bacia do Rio das Fêmas, sistema aquífero Urucuia, Bahia**. Dissertação (Mestrado) - Belo Horizonte: Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear, jun. 2017.

CURCIO, Gustavo R. *et al.* **Neossolos Flúvicos do extremo norte da bacia hidrográfica Paraná III**. Programa Nacional de Solos - PronaSolos Paraná. 2021. Disponível em: <<https://www.agricultura.pr.gov.br/PronasolosPR/Pagina/NEOSSOLOS-FLUVICOS-DO-EXTREMO-NORTE-DA-BACIA-HIDROGRAFICA-PARANA-III>>. Acesso em: 9 dez. 2024.

CURTO, Julia B. *et al.* The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 119, n. 3, p. 1544–1562, 2014.

CUTTER, Susan L. Vulnerability to environmental hazards. **Progress in Human Geography**, v. 20, n. 4, p. 529–539, 1 dez. 1996.

DALMOLIN, Ricardo Simão Diniz *et al.* How is the learning process of digital soil mapping in a diverse group of land use planners? **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 44, p. 1–18, 2020.

DANESH-YAZDI, Mohammad *et al.* Inferring changes in water cycle dynamics of intensively managed landscapes via the theory of time-variant travel time distributions. **Water Resources Research**, v. 52, n. 10, p. 7593–7614, 2016.

DAVIS, William M. The Geographical Cycle. **The Geographical Journal**, v. 14, n. 5, p. 481–504, 1899.

DE MOURA, Mirella Nazareth; FELIPPE, Miguel Fernandes. Hydrogeomorphology of Brazilian Springs: Between Diversity and Lack of Knowledge. *In*: BARBOSA DOS SANTOS, Gisele; FERNANDES FELIPPE, Miguel; MARQUES NETO, Roberto (orgs.). : Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Cham: Springer International Publishing, 2022.

DOBOS, E.; HENGL, T. Chapter 20 Soil Mapping Applications. *In*: HENGL, Tomislav; REUTER, Hannes I. (Orgs.). **Developments in Soil Science**. Geomorphometry. [S.l.]: Elsevier, 2009. v. 33 p. 461–479.

DOMÍNGUEZ, Ramón. Water Balance in Hydrological Basins. **Water International**, v. 22, p. 168–171, 22 jan. 2009.

DOWNING, J. A. *et al.* Global abundance and size distribution of streams and rivers. **Inland Waters**, v. 2, n. 4, p. 229–236, 1 jan. 2012.

DUNNE, T. Hydrogeomorphology: An Introduction. **Transactions, Japanese Geomorphological Union**, n. 15A, p. 1–4, 1 set. 1994.

DUNNE, Thomas. Chapter 1. Hydrology mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. *In*: HIGGINS, Charles G.; COATES, Donald R. (Orgs.). **Groundwater Geomorphology; The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms**. [S.l.]: Geological Society of America, 1990. v. 252.

EDOM, F. *et al.* Hydromorphological analysis and water balance modelling of ombro- and mesotrophic peatlands. **Advances in Geosciences**, v. 27, p. 131–137, 13 out. 2010.

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5ª edição ed. Brasília, DF: Embrapa, 2018.

EMBRAPA - EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Súmula Súmula da 10. Reunião Técnica de Levantamento de Solos. 1979.

EVANS, I. S.; HENGL, T.; GORSEVSKI, P. Chapter 22 Applications in Geomorphology. *In*: HENGL, Tomislav; REUTER, Hannes I. (Orgs.). **Developments in Soil Science**. Geomorphometry. [S.l.]: Elsevier, 2009. v. 33 p. 497–525.

EVANS, Ian S. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. In: CHORLEY, Richard J. (Ed.). **Spatial Analysis in Geomorphology**. [S.l.]: Routledge, 1972.

FAO, Nations Food and Agriculture Organization of the United. **Land and Water Integration and River Basin Management: Proceedings of an FAO Informal Workshop Rome, Italy, 31 January-2 February 1993**. [S.l.]: Food & Agriculture Org., 1995.

FELIPPE, Miguel Fernandes *et al.* Sistemas aquíferos de origem de nascentes em Lagoa Santa e Serra do Cipó (MG). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, 27 jun. 2015.

FELIPPE, Miguel; MAGALHÃES JÚNIOR, Antônio. Conflitos conceituais sobre nascentes de cursos d'água e propostas de especialistas. **Revista Geografias**, v. 9, 15 jun. 2013.

FELIPPE, Miguel; MAGALHÃES JÚNIOR, Antônio. Desenvolvimento de uma tipologia hidrogeomorfológica de nascentes baseada em estatística nebulosa multivariada. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, 23 set. 2014.

FÉLIX, Evandro André. **Morfologia, morfometria e dinâmica fluvial como subsídio para o planejamento dos recursos hídricos na bacia hidrográfica do rio Cabaçal-MT**. Dissertação (Mestrado) Mato Grosso: Universidade do Estado de Mato Grosso, Programa de Pós-graduação em Geografia. 2018.

FIGUEIREDO, A. J. A.; OLIVATTI, O. **Projeto Alto Guaporé Goiânia, DNPM/CPRM**. [S.l.]: CPRM, 1974. Disponível em: <<http://rigeo.sgb.gov.br/jspui/handle/doc/6921>>. Acesso em: 25 ago. 2025.

FIGUEIREDO, Antônio Jorge Andrade de *et al.* **Projeto Alto Guaporé**. [S.l.]: CPRM, 1972. Disponível em: <<http://rigeo.sgb.gov.br/jspui/handle/doc/6433>>. Acesso em: 20 mar. 2025.

FIGUEIRÊDO, Maria Cléa Brito de *et al.* **Análise da Vulnerabilidade Ambiental**. Fortaleza: Embrapa Agroindústria Tropical, 2010. v. 1

FLECKENSTEIN, Jan H. *et al.* River-groundwater connectivity and nutrient dynamics in a mesoscale catchment. In: EGU GENERAL ASSEMBLY 2017. **Geophysical Research Abstracts**. 2017. Disponível em: <<https://research.wur.nl/en/publications/river-groundwater-connectivity-and-nutrient-dynamics-in-a-mesosca>>. Acesso em: 2 abr. 2024

FLORINSKY, Igor V. An illustrated introduction to general geomorphometry. **Progress in Physical Geography: Earth and Environment**, v. 41, n. 6, p. 723–752, 1 dez. 2017.

FRANCO, Luiz Claudio Durão *et al.* Petrogênese da Suíte Intrusiva Alvorada, SW do Cráton Amazônico: Magmatismo Calímmiano relacionado à Orogenia Cachoeirinha. **Pesquisas em Geociências**, v. 51, n. 3, p. e136924–e136924, 5 nov. 2024.

FREEZE, Allan R.; CHERRY, John A. Águas subterrâneas. Tradução de Everton de Oliveira et al.; coordenação Everton de Oliveira. São Paulo: Everton de Oliveira, 2017. 698 p. Tradução de: Groundwater. ISBN 978-85-94189-00-4.

FREEZE, R. Allan. Streamflow generation. **Reviews of Geophysics**, v. 12, n. 4, p. 627–647, 1974.

FRIGERI, João; PIROLI, Edson; BOSQUILIA, Raoni. Análise da evolução do uso da terra e de seus impactos na infiltração de água em uma microbacia hidrográfica. *In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO -SBSR. XVIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto -SBSR*. Santos - SP: 28 maio 2017.

FRITZSONS, Elenice; PARRON, Lucilia Maria. Plantações florestais comerciais e a água. *In: Plantações florestais: geração de benefícios com baixo impacto ambiental*. 1ª ed. [S.l.]: Embrapa, 2017. p. 112.

GARDNER, James. How water, wind, waves and ice shape landscapes and landforms: Historical contributions to geomorphic science. **Geomorphology**, The Binghamton Geomorphology Symposium: 50 years of Enhancing Geomorphology. v. 366, p. 106687, 1 out. 2020.

GARG, Pradeep. Understanding Geospatial Data. *In: Emerging Trends, Techniques, and Applications in Geospatial Data Science*. [S.l.]: IGI Global, 2023. p. 1–14.

GODOY, João Vicente Zancan *et al.* UTILIZAÇÃO DO TERMO “BACIA DE ORDEM ZERO” NO BRASIL. **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 15, n. 2, p. 89–107, 1 dez. 2021.

GOERL, Roberto Fabris; KOBAYAMA, Masato; SANTOS, Irani. HIDROGEOMORFOLOGIA: PRINCÍPIOS, CONCEITOS, PROCESSOS E APLICAÇÕES. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, 19 out. 2012.

GÓIS, Josué Souza de; MENDES, Luiz Eduardo. Hidrologia e hidrometria. *In: TELLES, Dirceu D’Alkmin (Org.). Ciclo Ambiental da água: da Chuva à Gestão*. 1ª edição ed. [S.l.]: Blucher, 2012.

GOMI, Takashi; SIDLE, Roy C.; RICHARDSON, John S. Understanding Processes and Downstream Linkages of Headwater Systems: Headwaters differ from downstream reaches by their close coupling to hillslope processes, more temporal and spatial variation, and their need for different means of protection from land use. **BioScience**, v. 52, n. 10, p. 905–916, 1 out. 2002.

GREENWOOD, K. L.; MCKENZIE, B. M. Grazing effects on soil physical properties and the consequences for pastures: A review. **Australian Journal of Experimental Agriculture**, v. 41, n. 8, p. 1231–1250, 2001.

GREGORY, J. McCabe; STEVEN, L. Markstrom. A Monthly Water-Balance Model Driven By a Graphical User Interface. **USGS Open-File Report**, 2007.

GREGORY, K. J. Fluvial processes in British basins: the impact of hydrology and the prospect for hydrogeomorphology. *In: EMBLETON, C.; BRUNSDEN, D.; JONES, D.*

K. C. (Eds.). **Geomorphology: present problems and future prospects**. Oxford [Eng.]; New York: Oxford University Press, 1978. p. 40–72.

GREGORY, K. J. Hydrogeomorphology: how applied should we become? **Progress in Physical Geography: Earth and Environment**, v. 3, n. 1, p. 84–101, 1 mar. 1979.

GRIEVE, Stuart W. D. *et al.* Controls on Zero-Order Basin Morphology. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 123, n. 12, p. 3269–3291, 2018.

GRUBER, S.; PECKHAM, S. Chapter 7 Land-Surface Parameters and Objects in Hydrology. *In*: HENGL, Tomislav; REUTER, Hannes I. (Orgs.). **Developments in Soil Science**. Geomorphometry. [S.l.]: Elsevier, 2009. v. 33 p. 171–194.

GUERRA, Antônio Teixeira. Dicionário geológico-geomorfológico. 8^a. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1993. 446 p. ISBN 85-240-0458-4.

GUIDA, Domenico; CUOMO, Albina; PALMIERI, Vincenzo. Using geomorphometry for hydro-geomorphological analysis in a Mediterranean research catchment. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, p. 1–20, 9 mar. 2016.

GUPTA, Surya *et al.* Global Mapping of Potential and Climatic Plant-Available Soil Water. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 15, n. 11, p. 1 a 16, 21 OCT, 2023.

HACK, John Tilton; GOODLETT, ohn C. Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the central Appalachians. **Geological Survey Professional Paper**, 347. p. 1–66, 1 jan. 1960.

HANRAHAN, Grady. Chapter 4 - Surface/Groundwater Quality and Monitoring. *In*: HANRAHAN, Grady (Org.). **Key Concepts in Environmental Chemistry**. Boston: Academic Press, 2012. p. 109–152.

HARLEY, John Brian. **The new nature of maps : essays in the history of cartography**. [S.l.]: Baltimore, Md. : Johns Hopkins University Press, 2001.

HASLER, N. *et al.* Local climate and water availability changes due to landscape modifications. *In*: BENISTON, Martin (Org.). **Climatic Change: Implications for the Hydrological Cycle and for Water Management**. Advances in Global Change Research. Dordrecht: Springer Netherlands, 2002. p. 301–328.

HE, Hongming *et al.* Sensitivity of hydrogeomorphological hazards in the Qinling Mountains, China. **Quaternary International**, Larger Asian Rivers: Climate, Water Discharge, Water and Sediment Quality. v. 282, p. 37–47, 19 dez. 2012.

HENGL, Tomislav; GUPTA, Surya. **Soil available water capacity in mm derived for 5 standard layers (0-10, 10-30, 30-60, 60-100 and 100-200 cm) at 250 m resolution**. Zenodo, 4 abr. 2019. Disponível em: <<https://zenodo.org/records/2629149>>. Acesso em: 23 jan. 2025

HENKLE, Jameson E.; WOHL, Ellen; BECKMAN, Natalie. Locations of channel heads in the semiarid Colorado Front Range, USA. **Geomorphology**, v. 129, n. 3, p. 309–319, 15 jun. 2011.

HILLEL, Daniel. **Environmental Soil Physics: Fundamentals, Applications, and Environmental Considerations**. [S.l.]: Elsevier, 1998.

HORDON, Robert M. water balance. *In: Encyclopedia of Hydrology and Lakes*. Dordrecht: Springer Netherlands, 1998. p. 679–681.

HORTON, Robert E. Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology. **GSA Bulletin**, v. 56, n. 3, p. 275–370, 1 mar. 1945.

HUANG, Chunbo *et al.* Linking landscape dynamics to the relationship between water purification and soil retention. **Ecosystem Services**, v. 59, p. 101498, 1 fev. 2023.

HUBBERT, M. King. The Theory of Ground-Water Motion. **The Journal of Geology**, v. 48, n. 8, Part 1, p. 785–944, nov. 1940.

IBGE. **Mapeamento de Recursos Naturais – Base contínua de Pedologia do Brasil**. 2021. Disponível em: <https://metadadosgeo.ibge.gov.br/geonetwork_ibge/srv/por/catalog.search#/metadata/78aca02d-7198-43a0-ae23-b4d7b416553e/formatters/xsl-view?root=div&view=advanced>. Acesso em: 25 ago. 2025.

JHA, Manoj K. Impacts of Landscape Changes on Water Resources. **Water**, v. 12, n. 8, p. 2244, ago. 2020.

JUN, Kyung Soo *et al.* Development of spatial water resources vulnerability index considering climate change impacts. **Science of The Total Environment**, v. 409, n. 24, p. 5228–5242, 15 nov. 2011.

JÚNIOR, Antônio Pereira Magalhães; BARROS, Luiz Fernando de Paula; LAVARINI, Chrystiann. Unidades espaciais de estudo e elementos do sistema fluvial: bases conceituais. *In: JÚNIOR, Antônio Pereira Magalhães et al. (Orgs.). Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais*. 1ª edição. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2020. p. 515.

KABITE, Gizachew; GESSESSE, Berhan. Hydro-geomorphological characterization of Dhidhessa River Basin, Ethiopia. **International Soil and Water Conservation Research**, v. 6, n. 2, p. 175–183, 1 jun. 2018.

KALBUS, E.; REINSTORF, F.; SCHIRMER, M. Measuring methods for groundwater – surface water interactions: a review. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 10, n. 6, p. 873–887, 21 nov. 2006.

KARMANN, Ivo. Cap. 7 Água: ciclo e ação geológica. *In: TEIXEIRA, Wilson et al. (Orgs.). Decifrando a terra*. 2ª edição ed. São Paulo. Companhia Editora Nacional, 2009.

KLEIN, Claude. A noção de ciclo em geomorfologia. **Terra e Didática**, v. 8, n. 1, p. 58–71, 16 maio 2012.

KOBIYAMA, Masato *et al.* Avaliação do balanço hídrico em uma pequena bacia experimental caracterizada por reflorestamento de pinus através de monitoramento e modelagem. **Laboratório de Hidrologia - LabHidro**, 2002.

KOLÁČNÝ, A. Cartographic Information—a Fundamental Concept and Term in Modern Cartography. **The Cartographic Journal**, v. 6, n. 1, p. 47–49, 1 jun. 1969.

KOPYSOV, Sergey G.; EROFEEV, Aleksandr A.; ZEMTSOV, Valeriy A. Estimation of water balance over catchment areas taking into account the heterogeneity of their landscape conditions. **International Journal of Environmental Studies**, v. 72, n. 3, p. 380–385, 4 maio 2015.

KOTA, Narsimha *et al.* Hydrogeomorphological Mapping Upto Cadastral Level, By Using High Resolution Satellite Data In Gokaphaslwada Watershed, Doulthabad Mandal, Mahabubnagar District. **IOSR Journal of Applied Geology and Geophysics**, v. 5, p. 46–51, 1 fev. 2017.

KRESIC, Neven. Chapter 2 - Types and classifications of springs. *In*: KRESIC, Neven; STEVANOVIC, Zoran (Orgs.). **Groundwater Hydrology of Springs**. Boston: Butterworth-Heinemann, 2010. p. 31–85.

KUDRNA, K.; ŠINDELÁŘOVÁ, M. Principles of hydrogeomorphology as a basic precondition for solution of territorial structure of unitary system of agricultural, forest and water management. **Journal of Central European Agriculture**, v. 7, n. 4, p. 669–676, 2006.

KUHN, Thomas S. **A Estrutura das revoluções científicas**. 13^a edição ed. Sao Paulo: Perspectiva, 2017.

KUMAR, C. Assessing the impact of climate change on groundwater resources. *In*: India Water Week 2012. **Water, Energy and Food Security : Call for Solutions**. New Delhi: 10 abr. 2012.

LAMOREAUX, Philip E. Historical Development. *In*: LAMOREAUX, Philip E.; TANNER, Judy T. (Orgs.). **Springs and Bottled Waters of the World: Ancient History, Source, Occurrence, Quality and Use**. [S.l.]: Springer, 2014. p. 336.

LAPIG/UFG. **Atlas das Pastagens Brasileiras**, 2023. Disponível em: <https://atlasdaspastagens.ufg.br/map>. Acesso em: 30 jan. 2024.

LAVOISIER, Antoine Laurent *et al.* **Traité élémentaire de chimie: Présenté dans un ordre nouveau et d'après les découvertes modernes**. A Paris : Chez Cuchet, 1789.

LEAL, Mariana Santos *et al.* Caracterização hidroambiental de nascentes. **Revista Ambiente & Água**, v. 12, p. 146–155, fev. 2017.

LEI, Chaogui; WAGNER, Paul D.; FOHRER, Nicola. Influences of land use changes on the dynamics of water quantity and quality in the German lowland catchment of the Stör. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 26, n. 9, p. 2561–2582, 17 maio 2022.

LEIN, James K. **Environmental sensing: analytical techniques for Earth observation**. [S.l.]: New York : Springer, 2012.

LISBOA, Gabriel Paternostro *et al.* Environmental fragility of land systems in a hydrographic basin located in the south region of the state of Bahia, Brazil. **Caminhos de Geografia**, v. 24, n. 91, p. 189–207, 22 fev. 2023.

LOMBANA, Lorena *et al.* Hydrogeomorphology as a Tool in the Evolutionary Analysis of the Dynamic Landscape Application to Larrodrido, Salamanca, Spain. **Land**, v. 10, n. 12, p. 1407, dez. 2021.

LOURO, Vinicius Hector Abud. **Análise geofísica, geoquímica e isotópica da suíte Figueira Branca, Mato Grosso, Brasil**. 2017. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017. Acesso em: 28 out. 2024.

MACMILLAN, R. A.; SHARY, P. A. Chapter 9 Landforms and Landform Elements in Geomorphometry. *In*: HENGL, Tomislav; REUTER, Hannes I. (Orgs.). **Developments in Soil Science**. Geomorphometry. [S.l.]: Elsevier, 2009. v. 33 p. 227–254.

MALIVA, Robert. Climate and Groundwater Primer. *In*: MALIVA, Robert (Org.). **Climate Change and Groundwater: Planning and Adaptations for a Changing and Uncertain Future: WSP Methods in Water Resources Evaluation Series No. 6**. Springer Hydrogeology. Cham: Springer International Publishing, 2021. p. 21–45.

MAO, Dazhi; CHERKAUER, Keith A. Impacts of land-use change on hydrologic responses in the Great Lakes region. **Journal of Hydrology**, v. 374, n. 1, p. 71–82, 30 jul. 2009.

MapBiomias – Coleção 8 da série 1984 a 2022 de Mapas de **Cobertura e Uso da Terra /Superfície da Água** do Brasil. Disponível em: <<https://brasil.mapbiomas.org/infograficos/>>. Acesso em: 31 jan. 2024.

MARANGON, Fernando Helmuth Syring. **Hidrogeomorfologia de bacias de zero-ordem e ocorrência de nascentes**. Tese (Doutorado) Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 2017.

MARCUZZO, Francisco; SILVEIRA, Alexandre. Balanço hídrico de Cuiabá utilizando métodos de estimativa de evapotranspiração por temperatura. *In*: **X Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste**. Fortaleza: 7 nov. 2010. Disponível em: <<https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/962>>

MASSÉ, Simon *et al.* The integration of scientific knowledge on hydrogeomorphological processes in fluvial risk management strategies through the “Freedom space for rivers” concept. **EGU General Assembly**. Vienna, Austria p. 9417, 1 abr. 2017.

MELLO, Luis Tomás Azevedo de; PAULA, Thiago Luiz Feijó de; VEIGA, Aldrei Marucci. Influência de aquíferos no regime fluviométrico anual de pequenas bacias e na recarga subterrânea. *In*: **XX SBRH - Simpósio Brasileiro De Recursos Hídricos**. Anais. Bento Gonçalves - RS: 17 nov. 2013. Disponível em: <https://files.abrhidro.org.br/Eventos/Trabalhos/66/SBRH2013__PAP012779.pdf>

MENCIÓ, Anna; FOLCH, Albert; MAS-PLA, Josep. Analyzing Hydrological Sustainability Through Water Balance. **Environmental Management**, v. 45, n. 5, p. 1175–1190, 1 maio 2010.

MENDONÇA, Claudio Bicudo; TADEU, Natália Dias; SINISGALLI, Paulo Antonio de Almeida. Pegada hídrica da bovinocultura de corte no Brasil - uma comparação entre a produção em pastagem manejada e não manejada. *In*: **ANAIS -XX SBRH - Simpósio**

Brasileiro de Recursos Hídricos. Bento Gonçalves: 17 nov. 2013. Disponível em: <<https://anais.abrhidro.org.br/job.php?Job=1777>>. Acesso em: 13 fev. 2024

MENGISTU, Tarekegn Dejen *et al.* Impacts and Implications of Land Use Land Cover Dynamics on Groundwater Recharge and Surface Runoff in East African Watershed. **Water**, v. 14, n. 13, p. 2068, jan. 2022.

MENONCELLO, K. D. **Proveniência e exumação da formação Jauru: Evidências com base em dados U-Pb em zircões detriticos e traços de fissão em zircão**. Dissertação (Mestrado)—Cuiabá: Universidade Federal de Mato Grosso, 2016.

MOHAMMED ASLAM, M. A. *et al.* Hydrogeomorphological mapping using remote sensing techniques for water resource management around palaeochannels. *In: IGARSS 2003. International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Proceedings*. jul. 2003. Disponível em: <<https://ieeexplore.ieee.org/document/1294768>>. Acesso em: 17 nov. 2023

MONTOYA, Marco Antonio; FINAMORE, Eduardo Belisário. Os recursos hídricos no agronegócio brasileiro: Uma análise insumo-produto do uso, consumo, eficiência e intensidade. **Revista Brasileira de Economia**, v. 74, p. 441–464, 17 maio 2021.

MOURA, Derick Martins Borges de *et al.* Análise comparativa dos solos e aquíferos freáticos como suporte à avaliação da disponibilidade hídrica das altas bacias hidrográficas dos ribeirões Santo Antônio e Santa Marta (IPORÁ – GO). **Boletim Paulista de Geografia**, v. 1, n. 110, p. 57–81, 14 set. 2023.

MULU, Gashaw Adugna; KEREBIH, Mulu Sewinet; HAILU, Dawit Asregedew. Groundwater perspective zone mapping coupled with remote sensing, GIS, AHP, and MIF models: a case study of the Gorezen watershed, Ethiopia. **Water Practice and Technology**, v. 19, n. 7, p. 2774–2798, 9 jul. 2024.

NACHTIGALL, Stefan Domingues. **Modelagem para predição de classes de solo em escala de município**. Tese (Doutorando em Manejo e Conservação do Solo e da Água)—Pelotas: Universidade Federal de Pelotas (Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel), 2022.

NAKAJIMA, Noboru; NAKANE, Hisayuki; HARA, Tadashi. A study on the nature of sediment runoff in zero order basins at steep slope and extracting method of dangerous basins. **Proceedings of the Japan Society of Civil Engineers c (Geosphere Engineering)**, v. 78, n. 4, p. 306–320, 2022.

NASCIMENTO, Edenilson. AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. **Geologia USP. Série Científica**, v. 14, n. 1, p. 6–80, mar. 2014.

NIELSEN, Peter; PERROCHET, Pierre. Watertable dynamics under capillary fringes: experiments and modelling. **Advances in Water Resources**, v. 23, n. 5, p. 503–515, 20 fev. 2000.

NING, Ting *et al.* Soil water resources use limit in the loess plateau of China. **Agricultural Sciences**, v. 4, n. 5, p. 100–105, 30 maio 2013.

NOGUEIRA, A. C. R. **A plataforma carbonática Araras no sudoeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: estratigrafia, contexto paleoambiental e correlação com os eventos glaciais do Neoproterozóico.** Tese (Doutorado) São Paulo: Universidade de São Paulo, 2003.

NORDBERG, Viva G.; TURKINGTON, Alice V. Weathering Geomorphology: Theoretical and Methodological Themes. **Physical Geography**, v. 25, n. 5, p. 418–437, 1 jan. 2004.

NOVOA, Vanessa *et al.* Sustainability assessment of the agricultural water footprint in the Cachapoal River basin, Chile. **Ecological Indicators**, v. 98, p. 19–28, 1 mar. 2019.

Ó DOCHARTAIGH, B. É. *et al.* Geological structure as a control on floodplain groundwater dynamics. **Hydrogeology Journal**, v. 27, n. 2, p. 703–716, 1 mar. 2019.

O'CALLAGHAN, Paul *et al.* The Environmental Impact of Cattle Access to Watercourses: A Review. **Journal of Environmental Quality**, v. 48, n. 2, p. 340–351, 2019.

OLAYA, V. Chapter 6 Basic Land-Surface Parameters. *In*: HENGL, Tomislav; REUTER, Hannes I. (Orgs.). **Developments in Soil Science. Geomorphometry. [S.l.]**: Elsevier, 2009. v. 33 p. 141–169.

OLIVEIRA, Josiel Dorriquette de. **Bacia hidrográfica do rio Branco, aflente da margem esquerda do rio Cabaçal - MT: Morfopedologia, uso e ocupação da terra e sedimentação.** Dissertação (Mestrado) Cáceres - MT: Universidade do Estado de Mato Grosso, 2017.

ORLOWSKI, Natalie *et al.* Exploring water cycle dynamics by sampling multiple stable water isotope pools in a developed landscape in Germany. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 20, n. 9, p. 3873–3894, 20 set. 2016.

ORME, Antony R. Dynamic geomorphology: historical convergence towards modern practice. *In*: MAYER, W. *et al.* (Orgs.). **History of Geoscience: Celebrating 50 Years of INHIGEO.** Geological Society of London, 2017. v. 442 p. 0.

PADILHA, Nicole *et al.* Zircão, o guardião do tempo: datação u-pb aplicada à proveniência sedimentar -revisão metodológica e utilidade no projeto Biocronorte. **Revista da Academia de Ciências do Piauí**, v. 3, n. 3, p. 157–176, 1 jan. 2022.

PALHARES, Julio Cesar Pascale. Pegada hídrica na produção de carne e leite bovino no Brasil. *In*: IV Simpósio Brasileiro de Produção de Ruminantes no Cerrado. **ANAIS Tema: Eficiência Produtiva e Impacto Ambiental na Produção de Ruminantes.** Uberlândia: 12 abr. 2018. Disponível em: <<https://eventos.ufu.br/iv-simprucerrado#publicacoes>>. Acesso em: 13 fev. 2024

PALMIEI, Francesco; LARACH, Jorge Olmos Iturri. Podologia e Geomorfologia. *In*: GUERRA, Antônio José Teixeira; CUNHA, Sandra Baptista da; GUERRA, Antonio José Teixeira (Eds.). **Geomorfologia e meio ambiente.** 14ª edição ed. *Rio de Janeiro*: Bertrand Brasil, 1995.

PARRA, Julio César *et al.* (PDF) Caracterización y evaluación hidrogeomorfológica para la restauración fluvial urbana en la cuenca del Andalién (REGIÓN BIOBÍO, CHILE). *In: II CONGRESO IBÉRICO DE RESTAURACIÓN FLUVIAL. ResearchGate.* Pamplona-Navarra: 9 jun. 2015.

PEDROSO, Ilze Caroline Gois Braga *et al.* Pegada hídrica verde da cadeia produtiva da pecuária em uma fazenda no município de Alenquer, região oeste do Pará, Amazônia, Brasil. *in: VII congresso brasileiro de gestão ambiental. Anais.* Campina Grande/PB: nov. 2016.

PEIFER, Daniel; AUGUSTIN, Cristina Helena Ribeiro. Cap 27. Revisitando os modelos clássicos de evolução do relevo. *In: JÚNIOR, Osmar Abílio de Carvalho et al. (Orgs.). Revisões de literatura da geomorfologia brasileira.* Brasília: Universidade de Brasília, 2022. p. 1057.

PENCK, Albrecht. Attempt at a Classification of Climate on a Physiographic Basis. *In: DERBYSHIRE, Edward (Org.). Climatic Geomorphology.* London: Macmillan Education UK, 1973. p. 51–60.

PENKOVA, N.; SHIKLOMANOV, I. Water Balance Methodology for indirect assessment and prediction of basin water yield under human-induced land use changes. **Predictions in Ungauged Basins: PUB Kick-off (Proceedings of the PUB Kick-off meeting held in Brasilia.** v. 309, p. 74–83, 2002.

PEREIRA, Juliana Sousa; RODRIGUES, Silvio Carlos. Erosão por voçorocas: estado da arte. *In: Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira.* Brasília: Selo Caliandra, 2022. v. 1 p. 1057.

PERTUSSATTI, Caroline Alvarenga *et al.* Erosão hídrica e infiltração de água sob diferentes tipos e cobertura de solo. *In: XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos.* MACEIÓ - AL: 27 dez. 2011.

PETERLINI, Giselly; PINESE, José; CELLIGOI, Andre. Fatores geológicos e pedológicos que influenciam na produtividade hídrica do sistema aquífero Serra Geral (SASG) na região norte do estado do Paraná. **Caminhos de Geografia,** v. 21, p. 173–191, 4 dez. 2020.

PIKE, R. J.; EVANS, I. S.; HENGL, T. Chapter 1 Geomorphometry: A Brief Guide. *In: HENGL, Tomislav; REUTER, Hannes I. (Orgs.). Developments in Soil Science. Geomorphometry. [S.l.]: Elsevier, 2009. v. 33 p. 3–30.*

PIMENTA, Lianne Borja *et al.* Processo Analítico Hierárquico (AHP) em ambiente SIG: temáticas e aplicações voltadas à tomada de decisão utilizando critérios espaciais. **Interações (Campo Grande),** v. 20, p. 407–420, 8 ago. 2019.

PIMENTEL, David *et al.* Water Resources: Agricultural and Environmental Issues. **BioScience,** v. 54, n. 10, p. 909–918, 1 out. 2004.

PIROLI, Edson Luís. Mudanças no uso da terra e impactos sobre a infiltração de água em microbacias hidrográficas avaliados com técnicas de geoprocessamento. *In: XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR.* João Pessoa-PB: INPE, 25 abr. 2015.

PITTS, Mary Wallace; ALFARO, Caryl. Geologic/Hydrogeologic Setting and Classification of Springs. *In*: LAMOREAUX, Philip E.; TANNER, Judy T. (Orgs.). **Springs and Bottled Waters of the World: Ancient History, Source, Occurrence, Quality and Use**. Berlin, Heidelberg: Springer, 2001. p. 33–71.

PITTY, Alistair F. **The Nature of Geomorphology**. London: Routledge, 2020.

POETER, Eileen *et al.* Getting to Know Earth's Most Important Fresh Water Source. *In*: **The Groundwater Project**. Ontario, Canada. 2020. p.136. Disponível em: <<https://gw-project.org/books/groundwater-in-our-water-cycle/>>. Acesso em: 12 abr. 2024

POOLE, Geoffrey C. Stream hydrogeomorphology as a physical science basis for advances in stream ecology. **Journal of the North American Benthological Society**, v. 29, n. 1, p. 12–25, mar. 2010.

QUEIROZ NETO, José Pereira de. O papel da pedogênese no modelado do relevo: Busca de novos paradigmas. **VI Seminário Latino Americano de Geografia Física e II Seminário Ibero Americano de Geografia Física**, p. 1–19, 29 maio 2010.

RHOADS, B. L. 1.11 Process in Geomorphology. *In*: SHRODER, John F. (Org.). **Treatise on Geomorphology**. San Diego: Academic Press, 2013. p. 190–204.

RIBEIRO, Antonio Giacomini. As escalas do clima. **Boletim de geografia teórica**, n. 23(46-46), p. 288–294, 1993.

RICHARDSON, John S.; DUDGEON, David. Headwater Stream Ecosystems: An Initial Evaluation of Their Threat Status. *In*: DELLASALA, Dominick A.; GOLDSTEIN, Michael I. (Orgs.). **Imperiled: The Encyclopedia of Conservation**. Oxford: Elsevier, 2022. p. 479–484.

RICHARDSON, Roberto. Cartografía hidrogeomorfológica. Herramienta para intervención de cuencas ante amenazas hídricas. **Revista Geingeniería Universidad de Santiago de Chile**, v. 1, n. 2, p. 4–9, 2023.

RICHARDSON, Roberto; TAPIA, Manuel; LANDEROS, Flavia. Cartografía de riesgo de inundación por Modelo de IHG. **Revista Geográfica de Chile Terra Australis**, v. 55, n. 1, p. 66–73, 31 dez. 2019.

RICHTS, Andrea; VRBA, Jaroslav. **Groundwater resources and hydroclimatic extremes: mapping global groundwater vulnerability to floods and droughts**. Paris: UNESCO, 2015. v. 75

RIEDEL, Thomas. Temperature-associated changes in groundwater quality. **Journal of Hydrology**, v. 572, p. 206–212, 1 maio 2019.

RINDERER, M.; VAN MEERVELD, H. J.; SEIBERT, J. Topographic controls on shallow groundwater levels in a steep, prealpine catchment: When are the TWI assumptions valid? **Water Resources Research**, v. 50, n. 7, p. 6067–6080, 2014.

ROCHA, Sérgio *et al.* Avaliação da pegada hídrica azul do algodão exportado pela Bahia (2001-2016). *In*: **III Simpósio Brasileiro de Recursos Naturais do Semiárido – SBRNS**. Fortaleza: 20 jun. 2017.

ROCHA, Sérgio Rodrigues; STUDART, Ticiano Marinho de Carvalho. A pegada hídrica do rio Grande do Sul: Análise das commodities agrícolas. *in*: **ANAIS -XX SBRH - Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**. Bento Gonçalves: 17 nov. 2013.

RODRIGUES, R. C. **Aplicação de modelos analíticos para outorga e gestão integrada dos recursos hídricos na bacia do rio Grande**. Dissertação (Mestrado) Instituto de Geociências - Salvador. Curso de Pós - Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, 2013.

ROTH, Jason L.; CAPEL, Paul D. **Changes in water budgets and sediment yields from a hypothetical agricultural field as a function of landscape and management characteristics--A unit field modeling approach** *Scientific Investigations Report*. [S.l.]: U.S. Geological Survey, 2012. Disponível em: <<https://pubs.usgs.gov/publication/sir20125203>>. Acesso em: 5 fev. 2024.

ROY C. SIDLE. Hydrogeomorphic Processes in Temperate and Tropical Forests: Effects of Land Use and Scale. **Geography Compass**, v. 4, n. 8, p. 1115–1132, ago. 2010.

RUDNITZKI, Isaac; NOGUEIRA, Afonso. Reavaliação paleoambiental e estratigráfica da Formação Nobres do Grupo Araras, Neoproterozóico da Faixa Paraguai, região de Cáceres (MT). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, p. 633–645, 1 dez. 2012.

RUDOLPH, David; CEY, Edwin. Soil influence on groundwater. *In*: GOSS, Michael J.; OLIVER, Margaret (Orgs.). **Encyclopedia of Soils in the Environment (Second Edition)**. Oxford: Academic Press, 2023. p. 364–378.

RYSZKOWSKI, L.; KĘDZIORA, A. The influence of plant cover structures on water fluxes in agricultural landscapes. **Conserving land, protecting water**, Comprehensive Assessment of Water Management in Agriculture. p. 163–177, jan. 2008.

SAATY, R. W. The analytic hierarchy process—what it is and how it is used. **Mathematical Modelling**, v. 9, n. 3, p. 161–176, 1 jan. 1987.

SADHWANI, Kashish; ELDHO, T. I. Assessing the Vulnerability of Water Balance to Climate Change at River Basin Scale in Humid Tropics: Implications for a Sustainable Water Future. **Sustainability**, v. 15, n. 11, p. 9135, jan. 2023.

SAHA, Ajoy; MCMAINE, John. Applicability and Sensitivity of Field Hydrology Modeling by the Soil Plant Air Water (SPAW) Model Under Changes in Soil Properties. **Transactions of the ASAE. American Society of Agricultural Engineers**, 24 mar. 2023.

SAHOO, N. *et al.* Assessment of Morphometric Parameters in Baitarani Basin using Remote Sensing and GIS. **International Journal of Current Microbiology and Applied Sciences**, v. 8, n. 8, p. 2005–2018, 10 ago. 2019.

SANTIAGO, Antonio *et al.* Pegada hídrica da cana-de-açúcar e etanol produzidos no estado de Alagoas, Brasil. **Agrometeoros Agrometeoros, Passo Fundo**, v.25, n.1, p.209-216, ago 2017, v. 25, n. 1, p. 209–216, 29 nov. 2018.

SANTOS, Claudinei Oliveira dos *et al.* Assessing the Wall-to-Wall Spatial and Qualitative Dynamics of the Brazilian Pasturelands 2010–2018, Based on the Analysis of the Landsat Data Archive. **Remote Sensing**, v. 14, n. 4, p. 1024, jan. 2022.

SANTOS, Claudinei Oliveira dos *et al.* Monitoring of Carbon Stocks in Pastures in the Savannas of Brazil through Ecosystem Modeling on a Regional Scale. **Land**, v. 12, n. 1, p. 60, jan. 2023.

SANTOS, Franciane Mendonça dos; LOLLLO, José Augusto de. Cartografia digital para estimativa de escoamento superficial visando ao planejamento urbano. **Engenharia Sanitaria e Ambiental**, v. 21, p. 663–675, 2016.

SANTOSA, L. W.; NARULITA, R. L. Study of Hydrogeomorphological Springs in Tlegung Watershed, Kulonprogo Regency. **IOP Conference Series: Earth and Environmental Science**, v. 451, n. 1, p. 012069, mar. 2020.

SARTORI, Aderson; GENOVEZ, Abel Maia. Critérios para classificação hidrológica de solos tropicais Brasileiros. In: **XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Anais. MACEIÓ: 27 nov. 2011. Disponível em: <<https://anais.abrhidro.org.br/jobs.php?Event=153>>.**

SARTORI, Aderson; NETO, Francisco; GENOVEZ, Abel. Classificação Hidrológica de Solos Brasileiros para a Estimativa da Chuva Excedente com o Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos Parte 1: Classificação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 10, n. 4, p. 5–18, 2005.

SCHEIDEGGER, Adrian Eugen.; AI, N. S. Tectonic processes and geomorphological design. **Tectonophysics**, v. 126, n. 2, p. 285–300, 15 jun. 1986.

SCHEIDEGGER, Adrian E. Hydrogeomorphology. **Journal of Hydrology**, v. 20, n. 3, p. 193–215, 1 nov. 1973.

SCHOR, Horst J.; GRAY, Donald H. **Landforming: an environmental approach to hillside development, mine reclamation and watershed restoration**. [S.l.]: Hoboken, N.J. John Wiley & Sons, 2007.

SEAR, D. A.; ARMITAGE, P. D.; DAWSON, F. H. Groundwater dominated rivers. **Hydrological Processes**, v. 13, n. 3, p. 255–276, 1999.

SEIFERLIN, K. Topography effects on the surface heat flow and subsurface temperature. **European Planetary Science Congress**, v. 4, 2009.

SEPLAN (MT). Secretaria de Estado de Planejamento. **Classes de solos da folha Barra do Bugres, MIR-387 (SD.21-Y-D)**, 2001.

SGB, Serviço Geológico do Brasil. **Balanco Hídrico**. Disponível em: <<https://www.sgb.gov.br/publique/SGB-Divulga/Canal-Escola/Aquiferos-1377.html>>. Acesso em: 12 abr. 2024.

SGB, Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geologia e Recursos Minerais da Folha Rio Branco SD.21-Y-D-I Escala 1:100.000**. Programa Geologia do Brasil Levantamentos

Geológicos Básicos. 2010. Disponível em: <<https://geosgb.sgb.gov.br/>>. Acesso em: 3 out. 2024.

SHAH, Rayees Ahmad; LONE, Suhail Ahmad. Hydrogeomorphological mapping using geospatial techniques for assessing the groundwater potential of Rambiara river basin, western Himalayas. **Applied Water Science**, v. 9, n. 3, p. 64, 30 mar. 2019.

SHARP, Z. D.; OLSON, P. Nebular ingassing as the primary source of water and light noble gases to Earth. **American Geophysical Union, Fall Meeting 2019**, v. 2019, 1 dez. 2019.

SHASMAL, Sanhita; ALOKESH, Chatterjee. Creation of Hydrogeomorphological Map from Satellite Imagery for Ground Water Prospect Evaluation: A Case Study from Harishchandrapur, West Bengal. **International Journal of Scientific & Engineering Research**, v. 4, n. 12, p. 183–191, 2013.

SHEKAR, Padala Raja; MATHEW, Aneesh. Evaluation of Morphometric and Hypsometric Analysis of the Bagh River Basin using Remote Sensing and Geographic Information System Techniques. **Energy Nexus**, v. 7, p. 100104, 1 set. 2022.

SIDLE, Roy. New concepts in hydrogeomorphic processes across various scales of space and time. **Chikai/Transactions, Japanese Geomorphological Union**, v. 25, p. 331–340, 1 out. 2004.

SIDLE, Roy C.; GOMI, Takashi; TSUKAMOTO, Yoshinori. Discovery of zero-order basins as an important link for progress in hydrogeomorphology. **Hydrological Processes**, v. 32, n. 19, p. 3059–3065, 2018.

SIDLE, Roy C.; ONDA, Yuichi. Hydrogeomorphology: overview of an emerging science. **Hydrological Processes**, v. 18, n. 4, p. 597–602, mar. 2004.

SINGH, Mahesh. A Review on the Agricultural Issues Related to Water Resources. **Journal of Emerging Technologies and Innovative Research (JETIR)**, v. 5, n. 11, p. 424–427, nov. 2018.

SMALL, Ronald John; CLARK, M. J. **Slopes and weathering**. [S.l.]: Cambridge Cambridge University Press, 1982.

SOARES, Marcia Regina Gomes de Jesus *et al.* Eficiência do método *curve number* de retenção de águas pluviais. **Mercator (Fortaleza)**, v. 16, p. e16001, 2017.

SOPHOCLEOUS, Marios. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. **Hydrogeology Journal**, v. 10, n. 1, p. 52–67, 1 fev. 2002.

SOULIOS, G. Springs: Classification, Function, Capturing. **Bulletin of the Geological Society of Greece**, v. 43, n. 1, p. 196–215, 1 jan. 2010.

SPRÖL, Christiane; ROSS, Jurandyr Luciano Sanches. Análise Comparativa da fragilidade ambiental com aplicação de três modelos. **GEOUSP Espaço e Tempo (Online)**, v. 8, n. 1, p. 39–49, 17 jun. 2004.

- STEERS, J. A. Penck's "Morphological Analysis". **Nature**, v. 172, n. 4391, p. 1163–1163, dez. 1953.
- STEVAUX, José Cândido; LATRUBESSE, Edgardo Manuel. **Geomorfologia Fluvial**. 1ª edição ed. [S.l.]: Editora Oficina de Textos, 2017.
- STIEG, Elizabeth A.; LAW, Pennis L. Watershed reconstruction during the rehabiion of surface mined disturbances. **Journal American Society of Mining and Reclamation**, v. 1985, n. 1, 1985.
- STRAHLER, ARTHUR N. Dynamic basis of geomorphology. **GSA Bulletin**, v. 63, n. 9, p. 923–938, 1 set. 1952.
- STRAHLER, Arthur N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. v. 38, n. 6, p. 913–920, dez. 1957.
- TEIXEIRA, José *et al.* Hydrogeomorphological mapping as a tool in groundwater exploration. **Journal of Maps**, v. 9, n. 2, p. 263–273, 1 jun. 2013.
- TEIXEIRA, José Augusto Alves. **Hidrogeomorfologia e sustentabilidade de recursos hídricos subterrâneos**. Thesis (Doctoral) —[S.l.]: Universidade de Aveiro, 20 dez. 2011.
- THORNTHWAITE, Charles Warren; MATHER, John Russell. **The Water Balance**. [S.l.]: Drexel Institute of Technology, Laboratory of Technology, 1955.
- TÓTH, J. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. **Journal of Geophysical Research (1896-1977)**, v. 68, n. 16, p. 4795–4812, 1963.
- TRICART, J. Géomorphologie et eaux souterraines. **IAHS Red Book Series**, n. 56, p. 22–27, 1961.
- TRICART, Jean. L'évolution des versants. **L'Information Géographique**, v. 21, n. 3, p. 108–116, 1957.
- TSUBOYAMA, Yoshio *et al.* A Zero-order basin—its contribution to catchment hydrology and internal hydrological processes. **Hydrological Processes**, v. 14, n. 3, p. 387–401, 2000.
- TSUKAMOTO, Yoshinori. Storm Discharge from an Experimental Watershed. **Journal of the Japanese Forestry Society**, v. 45, n. 6, p. 186–190, 1963.
- TUNDISI, José Galizia. **Recursos Hídricos**. Multiciência, , 2003. Disponível em: <<https://www.erambiental.com.br/var/userfiles/arquivos69/documentos/12884/ValoracaoRH-Tundisi.pdf>>
- TWIDALE, C. R. Chapter 2. Weathering, soil development, and landforms. *In*: HIGGINS, Charles G.; COATES, Donald R. (Orgs.). **Groundwater Geomorphology; The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms**. [S.l.]: Geological Society of America, 1990. v. 252 [S.l.].

UNESCO, ORGANIZAÇÃO DAS NAÇÕES UNIDAS. **Relatório mundial das Nações Unidas sobre desenvolvimento dos recursos hídricos 2021: o valor da água; fatos e dados**. Disponível em: <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000375751_por>. Acesso em: 4 ago. 2025.

VISVALINGAM, M. Trends and concerns in digital cartography. **Computer-Aided Design**, v. 22, n. 3, p. 115–130, 1 abr. 1990.

VITTE, Antonio Carlos. A Geomorfologia no Brasil: uma avaliação histórica e paradigmática. **VII Simpósio Nacional de Geomorfologia - SINAGEO**, v. Juiz de Fora, p. 1–14, 1 ago. 2008.

WESKA, Ricardo Kalikowski. UMA SÍNTESE DO CRETÁCEO SUPERIOR MATO-GROSSENSE. **Geosciences = Geociências**, v. 25, n. 1, p. 71–81, 2006.

WILFORD, John; NICHOLSON, Allan; SUMMERELL, Greg. Hydrogeological-Landscapes system : a framework for managing water resources National datasets support natural resource management. **AusGeo News**, 1 jan. 2010.

WINTER, Thomas C. Recent advances in understanding the interaction of groundwater and surface water. **Reviews of Geophysics**, v. 33, n. S2, p. 985–994, 1995.

WINTER, Thomas C. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. **Hydrogeology Journal**, v. 7, n. 1, p. 28–45, 1 fev. 1999.

WINZELER, Hans Edwin *et al.* Topographic Wetness Index as a Proxy for Soil Moisture in a Hillslope Catena: Flow Algorithms and Map Generalization. **Land**, v. 11, n. 11, p. 2018, nov. 2022.

WOHL, Ellen. The significance of small streams. **Frontiers of Earth Science**, v. 11, n. 3, p. 447–456, 1 set. 2017.

WU, Jiang *et al.* Research on Watershed Water Cycle Simulation Method Based on System Dynamics. **MATEC Web of Conferences**, v. 246, p. 01015, 2018.

WU, Lanzhen *et al.* Assessment and Factor Diagnosis of Water Resource Vulnerability in Arid Inland River Basin: A Case Study of Shule River Basin, China. **Sustainability**, v. 15, n. 11, p. 9052, jan. 2023.

XU, Y. *et al.* A hydrogeomorphological approach to quantification of groundwater discharge to streams in South Africa. **Water SA**, v. 28, n. 4, p. 375–380, 2002.

YOUNG, Michael H.; OR, Dani. Global water cycle from a soil perspective. *In*: GOSS, Michael J.; OLIVER, Margaret (Orgs.). **Encyclopedia of Soils in the Environment (Second Edition)**. Oxford: Academic Press, 2023. p. 482–489.

ZHENG, H.; YANG, Z. L. Effects of soil-type datasets on regional terrestrial water cycle simulations under different climatic regimes. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 121, n. 24, p. 14,387–14,402, 2016.