

**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA**

**JOSÉ RALIUSON INÁCIO SILVA**

**PROPRIEDADES DO SOLO E RESPOSTAS ECOHIDROLÓGICAS NO  
SEMIÁRIDO BRASILEIRO: CARACTERIZAÇÃO, EXPERIMENTAÇÃO E  
MODELAGEM**

**RECIFE-PE  
2023**

**JOSÉ RALIUSON INÁCIO SILVA**

**PROPRIEDADES DO SOLO E RESPOSTAS ECOHIDROLÓGICAS NO  
SEMIÁRIDO BRASILEIRO: CARACTERIZAÇÃO, EXPERIMENTAÇÃO E  
MODELAGEM**

Tese apresentada à Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, para obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola.

**Orientadora:** Profa. Dra. Suzana Maria Gico Lima Montenegro

**Coorientador:** Prof. Dr. Eduardo Soares de Souza

**RECIFE – PE  
2023**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação  
Universidade Federal Rural de Pernambuco  
Sistema Integrado de Bibliotecas  
Gerada automaticamente, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

S586p

Silva, Jose Ralison Inácio Silva  
PROPRIEDADES DO SOLO E RESPOSTAS ECOHIDROLÓGICAS NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO:  
CARACTERIZAÇÃO, EXPERIMENTAÇÃO E MODELAGEM / Jose Ralison Inácio Silva Silva. - 2023.  
113 f. : il.

Orientadora: Suzana Maria Gico Lima Montenegro.  
Coorientadora: Eduardo Soares de Souza.  
Inclui referências e apêndice(s).

Tese (Doutorado) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Recife, 2023.

1. hidrologia no Semiárido. 2. parâmetros biofísicos. 3. geostatística. 4. modelagem estocástica. 5. microbacias. I. Montenegro, Suzana Maria Gico Lima, orient. II. Souza, Eduardo Soares de, coorient. III. Título

CDD 630

---

JOSÉ RALIUSON INÁCIO SILVA

PROPRIEDADES DO SOLO E RESPOSTAS ECOHIDROLÓGICAS NO SEMIÁRIDO  
BRASILEIRO: CARACTERIZAÇÃO, EXPERIMENTAÇÃO E MODELAGEM

Tese apresentada à Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, para obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola.

APROVADO em \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_.

Banca Examinadora

---

Suzana Maria Gico Lima Montenegro – PGEA  
Orientadora

---

Josiclêda Domiciano Galvncio - UFPE  
Examinador externo

---

Antônio Celso Dantas Antonino – DEN/UFPE  
Examinador externo

---

José Romualdo de Sousa Lima – UFAPE  
Examinador externo

---

Thieres George Freire da Silva  
Examinador interno

Ao meu pequeno anjo que não tive oportunidade de segurar em meus braços, e ao meu primo e amigo Franceildo Marques (*in memoriam*).

**Ofereço.**

Aos meus pais, Marinalva Maria e José Alderi, a minha esposa Edinete Souza, a minha filha Laura Beatriz e a minha tia/madrinha Raimunda Queiroz, que sempre me ajudaram, incentivaram e me compreenderam em todos os momentos da minha vida. Devo cada vitória alcançada a vocês, os grandes amores da minha vida.

**Dedico**

## AGRADECIMENTOS

À Deus, por me proporcionar saúde, paz, bons amigos, uma família maravilhosa e me dar forças nos momentos de dificuldade.

Aos meus Pais, José Alderi Sargitario da Silva e a Marinalva Maria Inácio da Silva, por nunca deixarem faltar amor, carinho e apoio em todas as minhas decisões. O homem que sou hoje devo aos exemplos que tive em casa.

À minha esposa Edinete, por sempre está sempre ao meu lado, me apoiando nos momentos de dificuldade. O sabor da vitória não seria o mesmo sem você ao meu lado.

Aos meus irmãos Kleyton, Ralyane e Nicolas, por sempre torcerem para que eu consiga atingir meus objetivos.

À minha avó materna Antônia (Toinha), pelo seu amor, ajuda e motivação para enfrentar essa caminhada.

Aos meus avós paternos (Valdeci e Alvelina) e dêmias familiares, pelo apoio e carinho durante esses longos anos.

Ao meu coorientador Prof. Eduardo, pela paciência e ensinamentos transmitidos ao longo desses anos (PIBIC, mestrado e doutorado) e por sua amizade. Sua disponibilidade e dedicação a pesquisa são exemplos que levarei comigo.

À minha orientadora Professora Suzana, pela oportunidade, orientação e paciência. Mesmo diante de tantas ocupações sempre esteve disponível para tocamos juntos esse trabalho.

Aos amigos Prof. Maurício Leite e Prof. Genival, por todo apoio, motivação, conselhos e amizade ao longo desses anos.

A meu amigo Rodolfo Souza, pelos ensinamentos, conselhos e principalmente sua amizade ao longo desses anos. Você contribuiu bastante para realização desse trabalho e na minha formação acadêmica/profissional.

Aos membros da banca examinadora Prof. Antonino, Prof. Romualdo, Prof. Thieres e Profa. Josiclêda pela contribuição para essa pesquisa e na minha formação.

Aos membros do Grupo de Ecohidrologia no Semiárido (Denizarde Oresca, Erison Martins, Romário, Prof. Alan e Maria Juciclea), por contribuírem na condução do experimento e pelos momentos de descontração nas atividades de campo.

Aos meus colegas de do PGEA, Anderson Santos, Kenny, Elvis Obede, José Marcelo, Vasco, Lizandra e Jeisiele. Em especial aos amigos Alexandre Maniçoba, George Junior e Geraldo Cangela, por terem me apoiado/ajudado quando precisei conciliar trabalho e estudo.

Aos meus amigos que fiz ao longo dos últimos anos na UAST, Igor Tenório, Mario Ribeiro, Adriana Pereira, Esli Lima e Tácio Rafael, pela amizade e incentivo.

Aos demais amigos que fiz no PGPV e levarei para a vida, doutora Kelem, Marlos, Neto Barroso, Marcondes, Pedro, Cinara, Cidinha, Thyala, Laamon, Lypson, por toda a motivação e amizade. Levarei vocês para sempre em meu coração, pois conviver com vocês foi uma das melhores experiência da minha vida.

A Seu Zeca e Seu Bonzinho, por cederem suas propriedades para condução dessa pesquisa.

À Universidade Federal Rural de Pernambuco por disponibilizar sua estrutura física e pessoal (docentes, técnicos e terceirados) para auxiliar na pesquisa. Em especial a Unidade

Acadêmica de Serra Talhada, na qual fiz minha graduação, mestrado e hoje tenho a satisfação de ser servidor.

Ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola (PGEA/UFRPE) pela oportunidade de crescimento profissional.

Aos Professores da Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, pelos conhecimentos transmitidos durante as disciplinas e por sempre estarem disponíveis para solucionar eventuais dúvidas.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa no início do curso.

A Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia de Pernambuco (FACEPE) e ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq), pelo financiamento da pesquisa.

Ao Observatório Nacional da Dinâmica de Água e Carbono no Bioma Caatinga (ONDACBC), pelo financiamento da pesquisa.

A todos que acreditam em mim um muito OBRIGADO!

“Hoje melhor do que ontem, amanhã melhor do que hoje.”  
KAIZE



## RESUMO

A compreensão dos processos ecohidrológicos (e.g., escoamento, umidade do solo, crescimento da vegetação) e de propriedades físico-hídricas do solo que ocorrem no Semiárido brasileiro são fundamentais para auxiliar na gestão dos recursos hídricos. Diante do contexto, o objetivo desta pesquisa é investigar as respostas ecohidrológicas que ocorrem no Semiárido brasileiro, a partir do monitoramento de variáveis hidrológicas e indicadores biofísicos de vegetação em microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem. Além disso, calibrar e validar as propriedades do solo de um modelo hidrológico estocástico no Semiárido brasileiro. O trabalho foi dividido em duas seções. Na primeira seção, as respostas ecohidrológicas em microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem foram analisadas, durante os anos de 2018 a 2021. Nessas microbacias, as seguintes variáveis hidrometeorológicas foram monitoradas: chuva, déficit de pressão de vapor, escoamento superficial, umidade do solo e temperatura do solo. Para analisar como a vegetação responde aos processos hidrológicos, foram monitorados os parâmetros biofísicos da vegetação (Normalized Difference Vegetation Index - NDVI, Leaf Area Index - LAI, temperatura da superfície e albedo da superfície), utilizando imagens do Landsat 8. Na segunda seção do trabalho, realizou-se a calibração e validação de propriedades do solo ( $s_h$ ,  $s_w$ ,  $s^*$ ,  $K_s$ ,  $b$  e  $Z_r$ ), que servem como parâmetros de entrada do modelo ecohidrológico estocástico, que simula a umidade do solo. Para isso, dados de 300 postos de monitoramento de umidade do solo e chuva, distribuídos por toda região semiárida, foram utilizados. A partir dos dados observados de umidade do solo, foram aplicadas técnicas de modelagem inversa com o objetivo de estimar os parâmetros do modelo. Por fim, foram aplicadas técnicas de geoestatística para realizar a espacialização das propriedades do solo em todo o Semiárido brasileiro. A microbacia com Caatinga apresentou níveis mais elevados de umidade do solo, NDVI, e LAI, além de um menor escoamento superficial, temperatura do solo e da superfície, quando comparada a microbacia com pastagem. Portanto, a substituição da Caatinga por pastagem provoca mudanças significativas nas respostas ecohidrológicas, afetando diretamente a atividade biofísica da superfície. Constatou-se que o modelo estocástico obteve resultados excelentes, maioria dos locais com correlação superior à 0,8, para estimar a umidade do solo no Semiárido brasileiro. Além disso, verificou-se que a região Norte do Semiárido apresenta solos com maior capacidade de condução de água e menor capacidade de retenção. Por outro lado, na porção Sul, os solos exibiram maior porcentagem de argila e profundidade do solo. A disponibilidade de um conjunto de dados confiáveis sobre propriedades do solo para condições semiáridas do Brasil é de grande importância para a condução de várias aplicações ecohidrológicas.

**Palavras-chave:** hidrologia no Semiárido, parâmetros biofísicos, geoestatística, modelagem estocástica.

## **ABSTRACT**

The understanding of ecohydrological processes (e.g., runoff, soil moisture, vegetation growth) and the physical-hydraulic properties of soil that occur in the Brazilian Semiarid region is essential to assist in water resources management. In this context, the objective of this research is to investigate the ecohydrological responses that occur in the Brazilian Semiarid region, through the monitoring of hydrological variables and biophysical vegetation indicators in micro-watersheds occupied by Caatinga and pasture. Additionally, to calibrate and validate the soil properties of a stochastic hydrological model in the Brazilian Semiarid region. The work was divided into two sections. In the first section, ecohydrological responses in micro-watersheds occupied by Caatinga and pasture were analyzed during the years 2018 to 2021. In these micro-watersheds, the following hydrometeorological variables were monitored: rainfall, vapor pressure deficit, surface runoff, soil moisture, and soil temperature. To analyze how vegetation responds to hydrological processes, biophysical vegetation parameters (Normalized Difference Vegetation Index - NDVI, Leaf Area Index - LAI, surface temperature, and surface albedo) were monitored using Landsat 8 images. In the second section of the work, soil properties calibration and validation ( $s_h$ ,  $s_w$ ,  $s^*$ ,  $K_s$ ,  $b$ , and  $Z_r$ ), which serve as input parameters for the stochastic ecohydrological model simulating soil moisture, were performed. For this purpose, data from 300 soil moisture and rainfall monitoring stations distributed throughout the semiarid region were used. Inverse modeling techniques were applied to estimate the model parameters based on observed soil moisture data. Finally, geostatistical techniques were employed to spatially map the soil properties across the entire Brazilian Semiarid region. The micro-watershed with Caatinga exhibited higher levels of soil moisture, NDVI, and LAI, as well as lower surface runoff, soil temperature, and surface temperature when compared to the micro-watershed with pasture. Therefore, the replacement of Caatinga with pasture induces significant changes in ecohydrological responses, directly affecting surface biophysical activity. It was observed that the stochastic model achieved excellent results, with the majority of locations showing a correlation above 0.8, for estimating soil moisture in the Brazilian Semiarid region. Additionally, it was found that the Northern part of the Semiarid region has soils with higher water conductivity capacity and lower retention capacity. On the other hand, in the Southern portion, soils exhibited a higher percentage of clay and greater soil depth.

Having a reliable dataset of soil properties for Brazilian semiarid conditions is of great importance for various ecohydrological applications.

**Keywords:** semiarid hydrology, biophysical parameters, geostatistics, stochastic modeling.

## LISTA DE FIGURAS CAPÍTULO 1

<b>Figura 1.</b> Localização das microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil.....	41
<b>Figura 2.</b> Representação do modelo digital de elevação (DEM) e digital do terreno (declividade) em microbacias com Caatinga (A e B) e pastagem (C e D).....	49
<b>Figura 3.</b> Distribuição diária da chuva (A) frequência acumulada da ocorrência dos eventos de chuva (B) e chuva anual acumulada (C) para a região das microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil. Média histórica de acordo com Pereira et al. (2015).....	50
<b>Figura 4.</b> Curvas de retenção de água no solo (A) e curva de condutividade hidráulica (B) para os solos das microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil. ....	51
<b>Figura 5.</b> Dinâmica temporal da umidade do solo (A) e frequência de distribuição acumulada da umidade do solo para as profundidades de 10 cm (B), 20 cm (C), 30 cm (D e 40 cm (E) na microbacia ocupada com Caatinga no Semiárido do Brasil. CC é a umidade na capacidade de campo e PM é umidade no ponto de murcha permanente.....	53
<b>Figura 6.</b> Dinâmica temporal da umidade do solo (A) e frequência de distribuição acumulada da umidade do solo para as profundidades de 10 cm (B), 20 cm (C), 30 cm (D e 40 cm (E) na microbacia ocupada com pastagem no Semiárido do Brasil. CC é a umidade na capacidade de campo e PM é a umidade no ponto de murcha permanente.....	54
<b>Figura 7.</b> Umidade efetiva do solo ( $\theta_{ef}$ ) para o período de 2018-2021 em microbacia ocupada com Caatinga (A) e pastagem (B) no Semiárido do Brasil. ....	55
<b>Figura 8.</b> Dinâmica temporal da temperatura do solo em microbacia com Caatinga(A) e microbacia com pastagem (B) no Semiárido do Brasil.....	56
<b>Figura 9.</b> Dinâmica da temperatura média do solo ao longo do dia em microbacia com Caatinga (A) e microbacia com pastagem (B); temperatura média do perfil do solo de microbacia com Caatinga (C) e microbacia com pastagem (D) no Semiárido do Brasil. ....	57
<b>Figura 10.</b> Dinâmica temporal do escoamento superficial (A) lâmina de escoamento superficial anual (B) e porcentagem da chuva perdida por escoamento superficial (C) em microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil. ....	58
<b>Figura 11.</b> Distribuição de frequência acumulada da velocidade do escoamento superficial (A) e do número de Reynolds do escoamento superficial (B) em microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil.....	59
<b>Figura 12.</b> Dinâmica temporal da quantidade de sais que exportados por escoamento (A) quantidade de sais perdidos anualmente por escoamento superficial (B) e frequência acumulada da condutividade elétrica da água de escoamento (C) em microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil.....	60
<b>Figura 13.</b> Distribuição temporal dos índices de vegetação NDVI (A), LAI (B), albedo (C) e temperatura da superfície (D) em microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil. ....	61
<b>Figura 14.</b> Análise de componentes principais de variáveis hidrometeorológicas e biofísicas da vegetação em microbacia com Caatinga (A) e microbacia com pastagem (B) no Semiárido do Brasil. AWD é o déficit de água da atmosfera, Uef é a umidade efetivas do solo, Tsup é a temperatura da superfície, Tsolo é a temperatura do solo, ETo é evapotranspiração de referência e DPV é o déficit de pressão de vapor. ....	62

## LISTA DE FIGURAS CAPÍTULO 2

<b>Figura 1.</b> Localização e distribuição das estações de monitoramento de umidade do solo do CEMADEN. Cl – clay; SiCl – silty clay; SaCl – sandy clay; ClLo – clay loam; SiClLo – silty clay loam; SaClLo – sandy clay loam; Lo – loam; SiLo – silty loam; SaLo – sandy loam; Si – silt; Loamy sand; Sa – sand. ....	80
<b>Figura 2.</b> Densidade do solo estimada a partir do conteúdo de argila do solo, utilizando dados observados na região semiárida do Estado de Pernambuco, Brasil. ....	86
<b>Figura 3.</b> Comparação entre a umidade do solo observada e modelada em um determinado local do Zeri (2020). Classe de textura = franco arenoso; parâmetros ajustados: $s_h = 0,062$ ; $s_w = 0,15$ ; $s^* = 0,45$ ; $n = 0,44 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ; $Z_r = 36,5 \text{ cm}$ , $K_s = 120 \text{ cm dia}^{-1}$ , $b = 6,49$ ; parâmetros propostos por Souza et al. (2016): $E_{\max} = 0,5 \text{ cm}^{-1}$ , $E_w = 0,05 \text{ cm dia}^{-1}$ . ....	87
<b>Figura 4.</b> Diagrama de Taylor da umidade do solo observada com a umidade modelada para pontos de calibração (a) e validação (b). ....	88
<b>Figura 5.</b> Diagrama de Taylor de umidade observada com umidade modelada a partir das propriedades médias do solo do semiárido do Brasil. ....	91
<b>Figura 6.</b> Distribuição espacial dos teores de argila (a), silte (b) e areia (c) na região semiárida do Brasil. ....	94
<b>Figura 7.</b> Distribuição espacial das propriedades do solo porosidade – $n$ (a) e umidade relativa no ponto higroscópico – $s_h$ (b) no semiárido do Brasil. ....	95
<b>Figura 8.</b> Distribuição espacial das propriedades do solo umidade relativa no ponto de murcha permanente – $s_w$ (a) e umidade relativa no limiar onde abaixo dela a evapotranspiração reduz linearmente- $s^*$ (b) no semiárido do Brasil. ....	96
<b>Figura 9.</b> Distribuição espacial da condutividade hidráulica do solo saturado – $K_s$ (a) e do expoente $b$ da curva de retenção de água no solo $\Psi = \Psi_s S^{-b}$ (b) no semiárido do Brasil. ....	97
<b>Figura 10.</b> Distribuição espacial da profundidade efetiva – $Z_r$ (a) e a capacidade de armazenamento (b) do solo no semiárido do Brasil. ....	98
<b>Figura 11.</b> Análise de correlação e densidade de distribuição entres os mapas produzidos por geoestatística e pelo sistema SoilGrid (HENGL et al., 2017), para as propriedades do solo porcentagem de clay (a e b) e porcentagem de sand (c e d). ....	99
<b>Figura 12.</b> Análise de correlação e densidade de distribuição entres os mapas produzidos por geoestatística e por Zhang et al. (2018), para as propriedades do solo condutividade hidráulica saturada $K_s$ - (a e b) e porosidade do solo - $n$ (c e d). ....	100

**LISTA DE TABELAS CAPÍTULO 1**

<b>Tabela 1.</b> Caracterização textural dos solos das microbacias ocupadas com pastagem e Caatinga no Semiárido do Brasil.....	42
<b>Tabela 2.</b> Critérios para avaliação da umidade efetiva do solo .....	44
<b>Tabela 3.</b> Características físicas e hidrológicas das microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil .....	48
<b>Tabela 4.</b> Propriedades físicas do solo em microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil.....	52

**LISTA DE TABELAS CAPÍTULO 2**

<b>Tabela 1.</b> Valores médios das propriedades do solo para as classes texturais de ocorrência na região semiárida do Brasil.....	90
<b>Tabela 2.</b> Correlação entre teor de argila e as propriedades do solo determinadas por modelagem inversa .....	92
<b>Tabela 3.</b> Semivariogramas ajustados para textura e propriedades do solo da região semiárida do Brasil .....	93

**LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS**

AD - Água disponível do solo

AWD - Índice de déficit de água na atmosfera (AWD)

CC – Umidade na capacidade campo ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )

CE – Condutividade elétrica da água de escoamento ( $\text{dS m}^{-1}$ )

CEMADEN - Centro Nacional de Monitoramento e Alerta Antecipado de Desastres Naturais

DPV - Déficit de pressão de vapor

ET – Evapotranspiração (cm)

ETo - Evapotranspiração de referência

FTPs - Funções de pedotransferências

FTS - Floresta tropical sazonalmente seca

GDE - Grau de dependência espacial

H – Nível de água de passa sobre o vertedor (m)

INMET - Instituto Nacional de meteorologia

LAI - *Leaf Area Index*

MBC - Microbacia com caatinga

MBP - Microbacia com pastagem

NDVI - *Normalized Difference Vegetation Index*

PBIAS – Viés percentual (%)

PCA - Análise de componentes principais

RMSE – Root Mean Squared Error

SAVI - *Soil Adjusted Vegetation Index*

## LISTA DE SÍMBOLOS CAPÍTULO 1

$C_s$  – Concentração de sais na água de escoamento ( $\text{mg L}^{-1}$ )

$D_s$  – Densidade do solo ( $\text{g cm}^{-3}$ )

$K(\theta)$  – Curva de condutividade hidráulica

$K_s$  = Condutividade hidráulica saturada ( $\text{mm h}^{-1}$ )

$P$  – Perímetro

$PM$  – Umidade no ponto de murcha permanente ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )

$Q$  – Vazão da microbacia ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )

$Re$  – Número de Reynolds

$R_h$  – Raio hidráulico (m)

$R_s$  – Quantidade de sais removidos ( $\text{mg L}^{-1}$ )

$T_s$  = Temperatura da superfície ( $^{\circ}\text{C}$ )

$\alpha$  – Albedo da superfície

$\theta(h)$  – Curva de retenção de água no solo

$\nu$  – Viscosidade cinemática da água ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )

## LISTA DE SÍMBOLOS CAPÍTULO 2

$n$  – Porosidade do solo ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )

$s$  – Umidade relativa do solo

$L_s$  – Drenagem profunda (cm)

$Q$  – Escoamento superficial (cm)

$Z_r$  – Profundidade ativa das raízes (cm)

$s_h$  – umidade relativa do solo no ponto hidroscópico

$s_w$  - umidade relativa do solo no ponto de murcha permanente

$s^*$  - umidade relativa no limiar onde abaixo dela a evapotranspiração reduz linearmente

$K_s$  – Condutividade hidráulica saturada

$b$  – Expoente da curva de retenção de água no solo  $\Psi = \Psi_s S^b$

$r$  - coeficiente de correlação de Pearson

$R^2$  - Coeficiente de determinação

$BD$  – Densidade do solo ( $\text{g cm}^{-3}$ )

$E_{\max}$  = evapotranspiração máxima (cm)

$E_w$  = evapotranspiração mínima (cm)



## Sumário

RESUMO .....	viii
ABSTRACT .....	ix
LISTA DE FIGURAS CAPÍTULO 1 .....	xi
LISTA DE FIGURAS CAPÍTULO 2 .....	xii
LISTA DE TABELAS CAPÍTULO 1 .....	xiii
LISTA DE TABELAS CAPÍTULO 2 .....	xiii
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS .....	xiv
LISTA DE SÍMBOLOS CAPÍTULO 1 .....	xv
LISTA DE SÍMBOLOS CAPÍTULO 2 .....	xv
1 INTRODUÇÃO .....	19
2. HIPÓTESES .....	21
3. OBJETIVOS .....	22
3.1 Objetivo geral .....	22
3.2 Objetivos específicos .....	22
4. REVISÃO DE LITERATURA .....	23
4.1 Escassez de recursos hídricos em regiões semiáridas .....	23
4.2 Ecohidrologia em regiões semiáridas .....	25
4.3 Modelagem de processos hidrológicos em regiões semiáridas .....	26
4.4 Variabilidade temporal e espacial de processos ecohidrológicos .....	29
4.5 Referências bibliográficas .....	32
<b>CAPÍTULO 1 - CONSEQUÊNCIAS ECOHIDROLÓGICAS DA SUBSTITUIÇÃO DE FLORESTA TROPICAL SAZONALMENTE SECA POR PASTAGEM NO SEMIÁRIDO DO BRASIL .....</b>	<b>38</b>
Resumo .....	38
Abstract .....	38
1. Introdução .....	39
2. Material e métodos .....	41
2.1 Caracterização das microbacias .....	41
2.2 Medidas de chuva e escoamento superficial .....	42
2.3 Monitoramento da umidade e temperatura do solo .....	43
2.4 Propriedades físico-hídricas do solo .....	44
2.5 Indicadores biofísicos de atividade da vegetação .....	45
2.6 Índice de déficit de água na atmosfera (AWD) .....	47
2.7 Análise dos dados .....	47
3. Resultados .....	48

3.1 Características físicas e hidrológicas das microbacias .....	48
3.2 Distribuição da chuva e DPV .....	49
3.2 Propriedades físico-hídricas do solo .....	50
3.3 Dinâmica da umidade do solo.....	53
3.4 Temperatura do solo.....	55
3.5 Escoamento superficial .....	58
3.6 Índices de vegetação .....	60
4. Discussões .....	63
4.1 Distribuição da chuva e DPV .....	63
4.3 Interação cobertura do solo, propriedades do solo e dinâmica da umidade do solo...	64
4.4 Influência da vegetação na temperatura do solo.....	66
4.5 O papel da vegetação no controle do escoamento superficial .....	67
4.6 Relações entre variáveis hidrológicas e atividade biofísica da vegetação. ....	68
5. Conclusões .....	69
6. Referências.....	70
<b>CAPÍTULO 2: MODELAGEM DA UMIDADE DO SOLO E DISTRIBUIÇÃO DE PROPRIEDADES FÍSICAS DO SOLO NO SEMIÁRIDO DO BRASIL .....</b>	<b>76</b>
Resumo .....	76
Abstract.....	76
1 Introdução .....	77
2 Material e métodos .....	79
2.1 Caracterização da área de estudo .....	79
2.2 Obtenção dos dados de umidade do solo.....	80
2.3 Estimativa da densidade do solo.....	81
2.4 Modelo hidrológico estocástico .....	81
2.5 Modelagem inversa das propriedades do solo .....	82
2.6 Validação das propriedades do solo obtidas por modelagem inversa.....	82
2.7 Métricas de erro .....	83
2.8 Espacialização das propriedades do solo.....	83
2.9 Comparação entre mapas derivados da geoestatística com dados medidos e mapas globais de propriedades do solo.....	84
3. Resultados .....	85
3.1 Estimativa da densidade do solo.....	85
3.2 Exemplo umidade do solo modelada .....	86

3.3 Desempenho da estimativa de umidade do solo .....	87
3.4 Propriedades do solo por classe textural .....	88
3.5 Validação das propriedades do solo por classe textural .....	91
3.6 Correlação entre textura e propriedades do solo .....	92
3.7 Distribuição espacial das propriedades do solo .....	92
3.8 Associação da geoestatística com banco de dados de solo .....	98
4. Discussão .....	100
4.1 Simplicidade, adaptação e limitações do modelo hidrológico estocásticos .....	100
4.2 Efeito da textura sobre as propriedades do solo .....	101
4.3 Variabilidade espacial das propriedades do solo .....	102
4.4 Limitações dos mapas globais de propriedades do solo .....	103
5. Conclusões .....	104
6. Referências .....	105
7 Apêndice .....	110
CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	112

## 1 INTRODUÇÃO

As regiões semiáridas são caracterizadas pela elevada demanda atmosférica e alta variabilidade espaço-temporal das chuvas (MOHAMED; ABU-HASHIM; BELAL, 2018). No Brasil, a região semiárida cobre aproximadamente 11% do território nacional, estando inserida na região Nordeste e na parte norte do estado de Minas Gerais (IBGE, 2019). O Semiárido brasileiro ainda é caracterizado pela ocorrência do bioma Caatinga, único bioma exclusivamente brasileiro, rico em fauna e flora e que vem passando por um processo de substituição da vegetação nativa por atividades agropecuárias (LEITE et al., 2018; SAMPAIO, 1995).

Água, solo e vegetação atuam de forma integrada. Portanto, a existência da vegetação depende da disponibilidade de água, em contrapartida, a vegetação é crucial para que a água infiltre no solo e fique disponível para as plantas (ANDRADE et al., 2017). Logo, mudanças na cobertura do solo contribuem para alterações na dinâmica dos processos de transferência de água no sistema solo-planta-atmosfera (ALCÂNTARA et al., 2021). A ecoidrologia por ser uma ciência integrativa, que estuda uma série de processo interdependentes (ecológicos e hidrológicos), vem sendo aplicada para compreender como a vegetação influencia nos processos de transferência de água e vice-versa (ANDRADE et al., 2020).

O monitoramento frequente dos processos ecoidrológicos é fundamental para obter informações consistentes e comparáveis, uma vez, que as medidas *in situ* são uma das principais formas para levantar dados de processos hidrológicos e ecológicos (KAZEMZADEH et al., 2021). Contudo, esse tipo de levantamento tem custo elevado, é demorado e fornece informações pontuais, muitas vezes incapaz de detectar a heterogeneidade espacial relacionada ao solo, vegetação e clima (ADAB et al., 2020). Além disso, a dinâmica hidrológica é complexa para ser observada a partir da dados experimentais com curtos intervalos de tempo (SOUZA et al., 2021). Diante dessas limitações, estudos que abordam a calibração e validação de modelos hidrológicos (que descrevem principalmente escoamento, umidade do solo e escoamento) são desenvolvidos com mais frequência para as condições semiáridas (KOCH et al., 2020).

Vários modelos, com distintos níveis de complexidade têm sido estudados para simular diferentes variáveis hidrológicas (principalmente escoamento, umidade do solo e evapotranspiração). Assim, a escolha do modelo hidrológico depende não apenas da precisão, mas também dos dados de entrada disponíveis (i. e., dados de solo, clima, hidrológicos) (SINGH; SENAY, 2016). Neste sentido, o modelo hidrológico estocástico introduzido por Laio et al. (2001) tem sido estudado em diferentes regiões do mundo para simular a dinâmica da

umidade do solo, devido a sua simplicidade e precisão (BASSIOUNI; MANZONI; VICO, 2023; ROMANO, 2014).

Os produtos/técnicas de sensoriamento remoto também têm ganhado espaço para monitorar respostas hidrológicas e da vegetação (JARDIM et al., 2022; SILVA et al., 2022; ZHANG et al., 2021). A disponibilidade de imagens de satélite de forma gratuita, avanços tecnológicos (e.g. software, hardware, programação e computação em nuvem) permitiram o desenvolvimento de técnicas e disponibilidade de dados que têm potencial para auxiliar em diversos estudos hidrológicos e ambientais (MOURA; RIBEIRO NETO; COSTA, 2021). A longa série de dados dos satélites Landsat, atrelados a dados meteorológicos e de reanálise, têm um grande potencial para serem utilizados em análises que auxiliam a compreensão de como mudanças na vegetação influencia no balanço de energia, fluxos de água e balanço hídrico (LAIPELT et al., 2021; SENAY et al., 2017).

Diante desse contexto, a presente pesquisa busca caracterizar algumas respostas ecohidrológicas (escoamento superficial, umidade do solo, propriedades do solo e atividade biofísica da vegetação) em microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem. Dessa forma, será possível compreender as consequências ecohidrológicas da mudança de uso da terra (Caatinga por pastagem), para as condições do Semiárido brasileiro. Ademais, visando contribuir com mais informações hidrológicas sobre o Semiárido, o presente trabalho também se propõe a calibrar e validar parâmetros do modelo hidrológico estocástico, que simula a dinâmica de umidade do solo.

## **2. HIPÓTESES**

- I) Uma microbacia com Caatinga apresenta melhores indicadores ecohidrológicos e, portanto, maior resiliência aos períodos de estiagem, em comparação com uma microbacia com pastagem.
- II) O modelo ecohidrológico estocástico (introduzido por Laio et al., 2001), pode representar de forma satisfatória a dinâmica da água no solo.

### **3. OBJETIVOS**

#### ***3.1 Objetivo geral***

Investigar as respostas ecohidrológicas que ocorrem no Semiárido brasileiro, a partir do monitoramento de variáveis hidrológicas e indicadores biofísicos de vegetação em microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem. Além disso, calibrar e validar as propriedades do solo de um modelo hidrológico estocástico no Semiárido brasileiro.

#### ***3.2 Objetivos específicos***

- Analisar a sazonalidade dos processos hidrológicos (chuva, escoamento superficial e umidade do solo) em microbacias experimentais ocupadas com pastagem e Caatinga;
- Avaliar o comportamento entre os processos hidrológicos e a cobertura do solo
- Calibrar e validar os parâmetros de um modelo hidrológico estocástico para estimativa da umidade do solo nas condições do Semiárido brasileiro;
- Espacializar os parâmetros do modelo hidrológicos estocástico para a região Semiárida brasileira, por meio de técnicas de geostatística.

## 4. REVISÃO DE LITERATURA

### 4.1 *Escassez de recursos hídricos em regiões semiáridas*

A água é o principal recurso natural do qual os seres vivos dependem, tanto em quantidade como em qualidade, e está intimamente ligada ao desenvolvimento urbano e rural (BHERING et al., 2021). Além disso, a água atua como um fator chave que limita o bem-estar humano e regula os serviços ecossistêmicos básicos, como a produção de alimentos (LAL, 2013). Diante dessa importância, a falta e/ou a baixa disponibilidade de água provocam impactos significativos na produção de alimentos, na produção industrial e no bem-estar das pessoas.

Mudanças climáticas, crescimento populacional e atividades econômicas complexas aumentam a pressão sobre os recursos hídricos, comprometendo o escoamento e a qualidade dos ecossistemas de água doce no mundo (BRITO et al., 2021; MOHAMED; ABU-HASHIM; BELAL, 2018). Dessa forma, a governança da água é um dos maiores desafios do século XXI, pois deve lidar com a segurança, vulnerabilidade e acesso à água, sendo que a governança ainda é impactada pelas mudanças climáticas (TUNDISI; TUNDISI, 2016). A escassez de água ocorre principalmente devido à assimetria na distribuição, falta de gestão e gestão inadequada dos recursos hídricos (VIEIRA; PRUSKI; SOUZA, 2020).

O Brasil está entre os dez maiores países do mundo em disponibilidade de recursos hídricos, contudo, apresenta uma distribuição espacial desses recursos altamente desuniforme, principalmente na região semiárida (MONTENEGRO; RAGAB, 2012). Essa região cobre aproximadamente 11% do território nacional, e o bioma predominante é a Caatinga, que é exclusivamente brasileiro e tem alta biodiversidade, contudo, está sendo removido para implantação de atividades agropecuárias (LEITE et al., 2018).

O semiárido brasileiro possui uma elevada demanda atmosférica e alta variabilidade espacial da chuva, sendo que as menores lâminas de chuva ocorrem na parte central e as maiores nas extremidades da região (SILVA et al., 2017a). As projeções climáticas para a região semiárida do Brasil, mostram grande aumento de temperatura e reduções de chuvas, que juntamente com uma tendência de ocorrência de estiagens e secas mais frequentes/intensas, alertam para uma tendência à aridificação da região (MARENGO et al., 2017). Fatores como a proximidade com o oceano, sistemas climáticos ativos e a configuração do relevo local foram identificados como influenciadores do regime de seca no Semiárido (NETO et al., 2021).

Frequentemente, a seca tem causado graves prejuízos à qualidade de vida da população e à economia do Semiárido brasileiro (BRITO et al., 2021). Isso ocorre porque a distribuição



das chuvas controla a produção de biomassa da vegetação, exercendo forte influência na pecuária extensiva, sendo essa uma das principais atividades econômicas do Semiárido (SOUZA et al., 2020). O aumento da população e a escassez de recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas, são os principais obstáculos para promover um desenvolvimento agrícola dessas regiões (MOHAMED; ABU-HASHIM; BELAL, 2018). Esse desafio se torna ainda maior, diante dos cenários de mudanças climáticas (IPCC, 2014).

A combinação dos possíveis impactos das mudanças climáticas, aumento da população e da utilização da água nas atividades agropecuárias, requer um plano organizado para uma gestão eficiente dos recursos hídricos disponíveis (MONTENEGRO; RAGAB, 2012). A gestão dos recursos hídricos é um tema cada vez mais estudado e debatido, pois muitos problemas relacionados à água podem ser atribuídos a uma falha na governança, e não à própria disponibilidade de recursos (BEZERRA; VIEIRA; RIBEIRO, 2021). No Semiárido, onde os recursos hídricos são ainda mais limitados, o uso consciente e controlado da água disponível é fundamental para uma gestão sustentável, promovendo aumento na produção de alimento e qualidade de vida das pessoas (FRIZZONE et al., 2021; TUNDISI; TUNDISI, 2016).

Para uma gestão mais eficiente dos recursos hídricos, deve-se levar em consideração todas as fontes de água disponíveis na região (ALVES et al., 2021). Como no Semiárido do Brasil os cursos d'água são quase todos intermitentes ou efêmeros, o armazenamento de água em reservatórios superficiais e a utilização de águas subterrâneas são as principais fontes hídricas durante a estação seca da região (DE ANDRADE et al., 2017; LIU et al., 2021). Todavia, deve-se ter atenção a qualidade da água disponível, pois se ela possuir uma elevada quantidade de sais, não poderá ser utilizada para o consumo humano e seu uso em excesso é prejudicial às plantas e ao solo (SILVA et al., 2018).

Diversos reservatórios superficiais (de tamanhos variados) foram construídos na região semiárida brasileira, para suportar o consumo de água no que diz respeito ao uso doméstico, industrial e para atividades agropecuárias (principalmente irrigação). Contudo, muitas vezes os reservatórios foram construídos sem um plano integrado o que resultou em uma densa rede de reservatórios (MALVEIRA; ARAÚJO; GÜNTNER, 2012; PEREIRA et al., 2019). A presença de múltiplos reservatórios impacta fortemente a dinâmica de água e sedimentos na bacia hidrográfica (MAMEDE et al., 2018). Assim, são necessários mais estudos para gerenciar de forma mais eficiente tanto a construção dos reservatórios como a utilização da água.

Quando ocorrem longos períodos de seca na região, as águas subterrâneas são a fonte predominante de água para a população e atividades agropecuárias (SILVA et al., 2021).

Contudo, a utilização desse tipo de água requer atenção redobrada quanto ao seu gerenciamento, devido o balanço negativo entre a recarga e a exploração das águas subterrâneas (BHERING et al., 2021). Ademais, deve-se considerar que parte considerável das águas subterrâneas da região semiárida possuem elevada concentração de sais. Por tanto, para serem utilizadas para o consumo humano torna-se necessário o processo de dessalinização (SÁ-MOREIRA et al., 2021). Essas águas podem ser utilizadas para irrigação, contudo, deve-se dar preferência a plantas tolerantes a salinidade e adotar um manejo que reduza os riscos de salinização do solo (RAFIK et al., 2021).

#### ***4.2 Ecohidrologia em regiões semiáridas***

A ecohidrologia pode ser considerada como a ciência que estuda uma série de processos interdependentes, complementares e simbióticos que são ofertados como bens e serviços ecossistêmicos, resilientes às condições climáticas desfavoráveis (ANDRADE et al., 2020). Por ser uma ciência integrativa, a ecohidrologia abrange o estudo das relações entre os processos ecológicos e hidrológicos em lagos, rios e bacias hidrográficas, incluindo solos e vegetação (SUTAPA et al., 2021). Devido a sua abordagem multidisciplinar, acredita-se que a ecohidrologia seja uma ferramenta importante para mitigar a vulnerabilidade dos recursos hídricos, reduzindo o impacto das mudanças climáticas (IHP UNESCO, 2014).

Água, solo e vegetação atuam de forma complementar. Assim, a existência da vegetação depende da disponibilidade de água, sendo que a vegetação é crucial para que a água se infiltre no solo e fique disponível para as plantas (DE ANDRADE et al., 2017). A infiltração de água no solo desempenha um papel crucial, não apenas no suprimento das necessidades hídricas da vegetação, mas também na redução do processo erosivo devido ao menor escoamento superficial (ANDRADE et al., 2020). Portanto, mudanças na cobertura do solo contribuem para alterações na dinâmica dos processos de transferência de água no sistema solo-planta-atmosfera (ALCÂNTARA et al., 2021).

Em regiões semiáridas, ainda são poucos os estudos que abrangem a interação ecologia e hidrologia. As bacias hidrográficas dessas regiões possuem características diferentes das bacias de regiões úmidas, devido às chuvas irregulares, poucos eventos anuais de enchentes e à maioria dos rios são efêmeros (MONTENEGRO; RAGAB, 2012). Estudos hidrológicos, principalmente em pequenas bacias representativas, são essenciais para investigar o papel de distintos processos na conservação dos recursos hídricos e para avaliar o impacto dos ecossistemas naturais na melhoria da segurança hídrica, especialmente em ambiente Semiárido (MONTENEGRO et al., 2019).

Dada a necessidade de uso dos recursos naturais para produção de biomassa e alimentos, a remoção da vegetação nativa é uma atividade comum em todas as regiões do mundo. No Semiárido brasileiro, a remoção da Caatinga, provoca mudanças consideráveis nas componentes hidrológicas, causando uma menor evapotranspiração real (SILVA et al., 2017b), maior escoamento superficial (SILVA et al., 2019) e maior perda de solo (LEITE et al., 2018). Essas alterações ocorrem porque as atividades agropecuárias provocam forte redução na macroporosidade, aumento da densidade do solo e redução da infiltração de água nas camadas mais superficiais do solo (OLIVEIRA JÚNIOR et al., 2014).

Espera-se que, com uma visão ec hidrológica, aumentar a sustentabilidade da bacia hidrográfica, mitigando formas de impacto intermediário e aumentando o potencial ecológico do sistema (MAKARIGAKIS; JIMENEZ-CISNEROS, 2019). Um manejo do solo que aumente a rugosidade da superfície diminuirá a velocidade do fluxo superficial e aumentará a oportunidade de infiltração de água, contribuindo para um sistema hidrológico mais equilibrado (ANDRADE et al., 2020). Assim, o monitoramento da umidade do solo, cobertura vegetal, temperatura da superfície e propriedades do solo (que são variáveis vitais do balanço hídrico/energético), auxilia na compreensão dos processos ec hidrológicos e na gestão dos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica (KAZEMZADEH et al., 2021). Apesar da importância, essas variáveis ainda são pouco estudadas para as condições do Semiárido brasileiro.

#### ***4.3 Modelagem de processos hidrológicos em regiões semiáridas***

A base para uma gestão sustentável dos recursos hídricos em regiões semiáridas depende do monitoramento frequente da dinâmica ec hidrológica, para obter informações consistentes e comparáveis. As principais formas para monitoramento de variáveis ec hidrológicas são medida *in situ*, sensoriamento remoto e aplicação de modelagem. As medidas *in situ* são caras, demoradas e fornecem informações pontuais, sendo incapazes de detectar a heterogeneidade espacial relacionada ao tipo de solo, vegetação e microclima (ADAB et al., 2020; SOUTO; BELTRÃO; TEODORO, 2019). Além disso, muitos países têm dificuldades para coletar e armazenar dados hidrológicos e meteorológicos de alta qualidade e de longo prazo, devido à infraestrutura hidrométrica mal desenvolvida e mantida com recursos financeiros limitados (TAN, 2019).

As variáveis hidrológicas (chuva, evapotranspiração real, escoamento superficial e umidade do solo) que são influenciados pelo manejo tendem a ter uma variabilidade muito maior ano a ano do que variáveis climáticas (evapotranspiração de referência, temperatura do

ar e umidade relativa) (S. SRINIVASAN et al., 2021; SENAY et al., 2017). A dinâmica hidrológica em solos é complexa e desafiadora, tornando difícil a compreensão com base em dados experimentais obtidos em curtos intervalos de tempo (SOUZA et al., 2021; ZERI et al., 2021).

Assim, nos últimos anos, a aplicação de modelos de simulação hidrológica está se tornando uma ferramenta cada vez mais utilizada para contornar a escassez de determinados dados, auxiliando para melhorar a gestão de recursos hídricos e os impactos das mudanças climáticas (KOCH et al., 2020). Diferentes modelos, com diferentes níveis de complexidade, têm sido estudados para simular variáveis hidrológicas como escoamento superficial e umidade do solo. Contudo, uma das principais limitações para aplicação de determinados modelos matemáticos é a escassez de dados de entrada, principalmente para modelos mais robustos que requerem muitos parâmetros/dados de entrada (ROMANO, 2014; URSULINO et al., 2019).

Em comparação com regiões temperadas, existem poucos estudos na literatura que abordam a utilização de modelos hidrológicos, que simulem umidade e escoamento superficial, para as condições do Semiárido brasileiro. Ademais, devido às condições hidro-climatológicas, a calibração de modelos hidrológicos para regiões semiáridas ainda é desafiadora (KOCH et al., 2020). Diante das informações limitadas sobre clima, solo e vegetação da região semiárida brasileira, estudos de modelos hidrológicos que necessitem de menos dados de entrada têm sido incentivados. Existe uma grande variedade de modelos para simulação de processos hidrológicos, que têm diferentes requisitos de dados de entrada, assim, escolha do modelo hidrológico depende principalmente dos dados que estão disponíveis (SINGH; SENAY, 2016).

Neste sentido, o modelo hidrológico estocástico, amplamente utilizado para modelagem de umidade do solo, tem sido objeto de estudo em diversas regiões do mundo devido à sua simplicidade de aplicação, quantidade de dados de entrada e satisfatória precisão (RODRIGUEZ-ITURBE; PORPORATO, 2005; ROMANO, 2014). Esse modelo foi aplicado no Semiárido do Brasil para compreender a dinâmica da vegetação nativa (SOUZA et al., 2016), a disponibilidade de forragem (SOUZA et al., 2020), e a resistência do solo à penetração (SOUZA et al., 2021), demonstrando sua versatilidade para múltiplos estudos em ecoidrologia. Apesar desse modelo ser de simples aplicação, ele necessita de algumas propriedades/parâmetros do solo, que ainda não foram calibrados para todas as condições edafoclimáticas do Semiárido. Essas propriedades do solo podem ser obtidas por experimentação ou através de modelagem inversa (BASSIOUNI; MANZONI; VICO, 2023).

No Semiárido brasileiro também foram utilizados modelos que estimam o escoamento superficial, sendo que os mais utilizados levam em consideração o método da curva número proposto pelo *Soil Conservation Service* - USA (SCS). Esse método tem como vantagem a simplicidade de aplicação, necessita de poucas informações de entrada e já existe número da curva otimizado para algumas condições de cobertura do solo presentes na região semiárida (ARAÚJO NETO et al., 2012). Os modelos chuva-vazão *Soil Moisture Accounting Procedure*-SMAP e *Campus Agreste Watershed Model Version IV* – CAWM IV são exemplos de modelos que utilizam o método da curva número para estimar o escoamento superficial, contudo, são poucos os estudos sobre a calibração/validação desses modelos nas diversas condições edafoclimáticas da região semiárida do Brasil. O modelo CAWM IV desenvolvido por Cirilo (2020), sendo idealizado para as condições semiáridas, tem como principal característica a simplicidade e menos parâmetros para calibrar, o que minimiza as incertezas quanto à modelagem hidrológica (erro na estimativa do escoamento). Esse modelo particiona a chuva em dois reservatórios, sendo que o primeiro reflete o armazenamento de água no solo (st) e o segundo representa a calha do rio (R).

O Soil and Water Assessment Tool (SWAT) é um modelo hidrológico bem consolidado que tem sido amplamente utilizado em bacias hidrográficas pelo mundo, inclusive em regiões semiáridas. Andrade et al. (2019) aplicando o modelo SWAT na bacia hidrográfica do Mundaú, nordeste brasileiro, encontraram eficiência de moderada a forte ( $R^2$  variando de 0,56 – 0,93) para estimativa da descarga; e habilidade moderada para estimar a umidade do solo ( $R^2$  de 0,62). Medeiros et al. (2019) também encontraram resultados promissores aplicando o modelo SWAT para estudar o balanço hídrico em uma bacia no Semiárido paraibano, os autores observaram que o modelo superestimou as baixas vazões e subestimou alguns eventos de pico, sendo que o  $R^2$  encontrado variou de 0,60 a 0,87. Uma das limitações para utilização do SWAT na região semiárida é a limitação de dados para calibração. Neste sentido Lins et al. (2021) utilizaram dados de evapotranspiração do MODIS, para calibrar o SWAT para a bacia experimental do Riacho Jatobá (Semiárido de Pernambuco), apresentado  $R^2$  de 0,67.

O Hydrus-1D que simular o movimento de água, calor e solutos no solo, também tem sido utilizado em ambiente Semiárido. Alcântara et al. (2021) utilizaram o Hydrus-1D para simular a umidade do solo em áreas de Caatinga e pastagem no Semiárido pernambucano, encontrado resultados adequados para os dois tipos de uso do solo: Caatinga ( $R^2$  entre 0,61-0,97) e pastagem ( $R^2$  entre 0,61-0,90). Esses autores também simularam o processo de

evapotranspiração e compararam com medidas de Eddy Covariance, encontrando correlação ( $r$ ) de 0,75 para Caatinga e 0,7 para pastagem.

#### ***4.4 Variabilidade temporal e espacial de processos ecohidrológicos***

O monitoramento frequente da dinâmica ecohidrológica é essencial para um manejo sustentável dos recursos hídricos em regiões semiáridas. Contudo, esse tipo de monitoramento apresenta é oneroso e demanda tempo para obter resultados consolidados. Diante dessa situação, estudos com produtos/técnicas de sensoriamento remoto têm ganhado espaço para monitoramento da evolução da vegetação, atividade da vegetação, degradação do solo, mapeamento dos recursos hídricos e componentes hidrológicos (BISHNOI; SHARMA; KUMAR, 2021; SILVA et al., 2020; ZHANG et al., 2021).

A disponibilidade gratuita de imagens de satélite, os avanços na tecnologia de computação e acessibilidade de recursos de computação (programação e computação em nuvem) têm permitido o desenvolvimento de técnicas e disponibilidade de dados que têm potencial de auxiliar em diversos estudos de gestão hídrica e impactos ambientais (MOURA; RIBEIRO NETO; COSTA, 2021; SINGH; SENAY, 2016). A extensa série de dados dos satélites Landsat (disponível desde 1972), em conjunto com dados meteorológicos, possui o potencial de ser utilizada para estudar padrões de variação temporal-espacial do uso e ocupação do solo, balanço hídrico e disponibilidade de água (SANTOS et al., 2020; SENAY et al., 2017).

Técnicas de sensoriamento remoto e reanálise melhoram a compreensão do balanço superficial de energia e dos fluxos de água nos trópicos (LAIPELT et al., 2021). A distribuição espacial e os padrões da vegetação são os principais componentes da avaliação da condição da vegetação, podendo refletir notavelmente no sistema ecohidrológico em áreas áridas e semiáridas (ZHANG et al., 2021). No Semiárido brasileiro, as condições climáticas e de uso do solo alteram ao longo do tempo a dinâmica da vegetação Caatinga, evidenciado por mudanças nos padrões de resposta obtidos nos parâmetros biofísicos (albedo, temperatura da superfície, IAF, NDVI, entre outros) do balanço energético da superfície terrestre (JARDIM et al., 2022; SILVA et al., 2020).

Além dos parâmetros biofísicos da vegetação, técnicas de sensoriamento remoto têm sido empregadas para estudar a dinâmica espaço-temporal da umidade do solo e evapotranspiração (SENAY et al., 2017; SOUZA et al., 2018) (SENAY et al., 2017; SOUZA et al., 2018). Sendo que a umidade do solo é particularmente utilizada para monitorar as condições de seca em áreas florestais e agrícolas (ZERI et al., 2018). Enquanto a evapotranspiração é essencial para diversas aplicações na gestão de recursos hídricos, pois

fornece a informação de quanto de água está sendo perdida para a atmosfera (RUHOFF et al., 2022).

Para otimizar o processamento das imagens de satélite, a plataforma Google Earth Engine (GEE) introduzida recentemente vem ganhando cada vez mais espaço. Essa plataforma, oferece um processamento paralelizado na nuvem do Google, permitindo o processamento de uma pilha de imagens de uma vez, aumentando consideravelmente a eficiência para geração de produtos de sensoriamento remoto (GXOKWE; DUBE; MAZVIMAVI, 2022). O GEE ainda conta com dados climáticos, geofísicos e produtos de sensoriamento remoto prontamente disponíveis para utilização pelos usuários, tudo de forma gratuita.

Diante da praticidade oferecida pelo GEE, alguns algoritmos para determinação de variáveis hidrológicas têm sido implementados. Como exemplo pode-se citar o *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL) e o *Operational Simplified Surface Energy Balance* (SSEBop). Esses algoritmos determinam a evapotranspiração pelo princípio do balanço de energia da superfície, mesmo tendo diferentes graus de complexidade apresentam desempenho e padrões espaciais semelhantes (LAIPELT et al., 2021).

Para as condições do Brasil, existem dois aplicativos programados no GEE com interface amigável para o usuário, que determinam a evapotranspiração para qualquer localidade utilizando a série dos satélites Landsat. O aplicativo SSEBop BR que foi idealizado pela Agência Nacional de Águas (ANA), utiliza o SSEBop para determinar a evapotranspiração para toda América do sul. E o geeSEBAL, que utiliza imagens Landsat e dados de reanálise de última geração para estimar a evapotranspiração em escala regional, está disponível como software de código aberto implementado em Python (LAIPELT et al., 2021).

Produtos de reanálise têm se mostrado superiores aos que se baseiam exclusivamente em análise de satélite (WANG; ZHAO, 2022). Um maior erro nas medidas realizadas por satélite tem sido associado a problemas em topografia complexa, vegetação muito densa ou esparsa e influência das condições atmosféricas (BROCCA et al., 2017). Os produtos de reanálise apresentam como vantagens em relação aos derivados de satélites menos dados perdidos, maior cobertura de espaço e séries temporais mais longas (PARKER, 2016). Isso é particularmente importante em regiões que sofrem com limitações de dados meteorológicos e biofísicos, como o Semiárido brasileiro.

A reanálise é obtida por meio de um processo que envolve a assimilação de dados, principalmente com base em dados observados em estação meteorológicas e em modelos numéricos de previsão do tempo, visando estimar as condições meteorológicas, biofísicas e

hidrológicas com maior consistência (PARKER, 2016). Dentre os bancos de dados oriundos de reanálise, pode-se destacar o ERA5. Esse conjunto de dados é disponibilizado pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF)*, possui séries temporais contínuas e alta resolução espacial, sendo amplamente utilizada para monitorar variáveis meteorológicas, biofísicas e hidrológicas em vários ecossistemas terrestres (MUÑOZ-SABATER et al., 2021).

O ERA5 tem sido utilizado ao redor do mundo para diversas finalidades como estimar chuvas (WANG; ZHAO, 2022), modelar fluxos de calor (WEI et al., 2021), influência de eventos atmosféricos no Semiárido (HOELL et al., 2021), determinação da umidade do solo (EL KHALKI et al., 2020), respostas da vegetação a seca (ZHANG; YUAN; OTKIN, 2020), fornecer dados de entrada para o geeSEBAL (Gonçalves et al., 2022), análise de radiação e velocidade do vento (NASCIMENTO et al., 2022), fornecer dados meteorológicos e biofísicos para bacias hidrográficas (SOLTANI, KEYVAN; AZARI, ARASH, 2022), entre outras aplicações.



#### 4.5 Referências bibliográficas

- ADAB, H. et al. Machine learning to estimate surface soil moisture from remote sensing data. **Water**, v. 12, n. 11, p. 3223, 2020.
- ALCÂNTARA, L. R. P. et al. Modeling of the Hydrological Processes in Caatinga and Pasture Areas in the Brazilian Semi-Arid. **Water**, v. 13, n. 13, p. 1877, 2021.
- ALVES, S. A. F. DA S. et al. Spatial multicriteria approach to support water resources management with multiple sources in semi-arid areas in Brazil. **Journal of Environmental Management**, v. 297, p. 113399, 2021.
- ANDRADE, C. W. L. DE et al. Soil moisture and discharge modeling in a representative watershed in northeastern Brazil using SWAT. **Ecohydrology & Hydrobiology**, v. 19, n. 2, p. 238–251, abr. 2019.
- ANDRADE, E. M. et al. Land Use Effect on the CN Model Parameters in a Tropical Dry Environment. **Water Resources Management**, v. 31, n. 13, p. 4103–4116, 1 out. 2017.
- ANDRADE, E. M. et al. Ecohydrology in a Brazilian tropical dry forest: thinned vegetation impact on hydrological functions and ecosystem services. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 27, p. 100649, 1 fev. 2020.
- ARAÚJO NETO, J. R. et al. Otimização do número de curva (CN-SCS) para diferentes manejos na região semiárida, Ceará, Brasil. **Irriga**, v. 1, n. 01, p. 264–279, 2012.
- BASSIOUNI, M.; MANZONI, S.; VICO, G. Optimal plant water use strategies explain soil moisture variability. **Advances in Water Resources**, v. 173, p. 104405, 1 mar. 2023.
- BEZERRA, A. P.; VIEIRA, Z. M. DE C. L.; RIBEIRO, M. M. R. Water governance assessment at different scales: a reservoir case study in the Brazilian semiarid region. **RBRH**, v. 26, 2021.
- BHERING, A. P. et al. Geological and hydrogeological review of a semi-arid region with conflicts to water availability (southeastern Brazil). **Environmental Research**, v. 202, p. 111756, 2021.
- BISHNOI, P.; SHARMA, P.; KUMAR, E. M. Analyzing dynamics of degraded lands using NDVI time-series in a semi-arid region of India. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 14, n. 10, p. 1–10, 2021.
- BRITO, C. S. et al. Monitoring meteorological drought in a semiarid region using two long-term satellite-estimated rainfall datasets: A case study of the Piranhas River basin, northeastern Brazil. **Atmospheric Research**, v. 250, p. 105380, 2021.
- BROCCA, L. et al. A Review of the Applications of ASCAT Soil Moisture Products. **IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing**, v. 10, n. 5, p. 2285–2306, maio 2017.
- CIRILO, J. A. et al. Development and application of a rainfall-runoff model for semi-arid regions. **RBRH**, v. 25, 2020.
- DE ANDRADE, E. M. et al. Water as capital and its uses in the Caatinga. Em: **Caatinga**. [s.l.] Springer, 2017. p. 281–302.

DE MEDEIROS, I. C. et al. Run-off–erosion modelling and water balance in the Epitácio Pessoa Dam river basin, Paraíba State in Brazil. **International Journal of Environmental Science and Technology**, v. 16, n. 7, p. 3035–3048, 1 jul. 2019.

EL KHALKI, E. M. et al. Challenges in flood modeling over data-scarce regions: how to exploit globally available soil moisture products to estimate antecedent soil wetness conditions in Morocco. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 20, n. 10, p. 2591–2607, 5 out. 2020.

FRIZZONE, J. A. et al. Socio-Economic Indexes for Water Use in Irrigation in a Representative Basin of the Tropical Semiarid Region. **Water**, v. 13, n. 19, p. 2643, 2021.

GONÇALVES, I.Z. et al. Remote sensing-based evapotranspiration modeling using geeSEBAL for sugarcane irrigation management in Brazil. **Agricultural Water Management**, v. 274, p. 107965, 1 dez. 2022.

GXOKWE, S.; DUBE, T.; MAZVIMAVI, D. Leveraging Google Earth Engine platform to characterize and map small seasonal wetlands in the semi-arid environments of South Africa. **Science of the Total Environment**, v. 803, p. 150139, 2022.

HOELL, A. et al. The Modulation of Daily Southern Africa Precipitation by El Niño–Southern Oscillation across the Summertime Wet Season. **Journal of Climate**, v. 34, n. 3, p. 1115–1134, 1 fev. 2021.

IBGE. **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Censo Demográfico**. , 2019.

IHP UNESCO. **50th session of the Bureau of the International Hydrological Programme (IHP)**. Disponível em: <<https://en.unesco.org/events/50th-session-bureau-international-hydrological-programme-ihp>>. Acesso em: 30 dez. 2021.

IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change. 2014.

JARDIM, A. M. DA R. F. et al. Using Remote Sensing to Quantify the Joint Effects of Climate and Land Use/Land Cover Changes on the Caatinga Biome of Northeast Brazilian. **Remote Sensing**, v. 14, n. 8, p. 1911, jan. 2022.

KAZEMZADEH, M. et al. Soil moisture change analysis under watershed management practice using in situ and remote sensing data in a paired watershed. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 193, n. 5, p. 1–21, 2021.

KOCH, H. et al. Effects of model calibration on hydrological and water resources management simulations under climate change in a semi-arid watershed. **Climatic Change**, v. 163, n. 3, p. 1247–1266, 2020.

LAIO, F. et al. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress. **Advances in Water Resources**, v. 24, n. 7, p. 707–723, 2001.

LAIPELT, L. et al. Long-term monitoring of evapotranspiration using the SEBAL algorithm and Google Earth Engine cloud computing. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 178, p. 81–96, 2021.

- LAL, R. Food security in a changing climate. **Ecohydrology & Hydrobiology**, v. 13, n. 1, p. 8–21, 2013.
- LEITE, P. A. et al. The influence of forest regrowth on soil hydraulic properties and erosion in a semiarid region of Brazil. **Ecohydrology**, v. 11, n. 3, p. e1910, 2018.
- LINS, F. A. C. et al. Análise da dinâmica temporal da evapotranspiração real em uma bacia hidrográfica do semiárido através de modelagem hidrológica e sensoriamento remoto. **IRRIGA**, v. 26, n. 3, p. 543–564, 18 nov. 2021.
- LIU, X. et al. Improved Understanding of Groundwater Storage Changes under the Influence of River Basin Governance in Northwestern China Using GRACE Data. **Remote Sensing**, v. 13, n. 14, p. 2672, 2021.
- MAKARIGAKIS, A. K.; JIMENEZ-CISNEROS, B. E. UNESCO's contribution to face global water challenges. **Water**, v. 11, n. 2, p. 388, 2019.
- MALVEIRA, V. T. C.; ARAÚJO, J. C. DE; GÜNTNER, A. Hydrological impact of a high-density reservoir network in semiarid northeastern Brazil. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 17, n. 1, p. 109–117, 2012.
- MAMEDE, G. L. et al. Modeling the Effect of Multiple Reservoirs on Water and Sediment Dynamics in a Semiarid Catchment in Brazil. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 23, n. 12, p. 05018020, dez. 2018.
- MARENGO, J. A. et al. Climatic characteristics of the 2010-2016 drought in the semiarid Northeast Brazil region. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 90, p. 1973–1985, 2017.
- MOHAMED, E. S.; ABU-HASHIM, M.; BELAL, A.-A. A. Sustainable indicators in arid region: Case study–Egypt. Em: **Sustainability of Agricultural Environment in Egypt: Part I**. [s.l.] Springer, 2018. p. 273–293.
- MONTENEGRO, A. A. et al. Spatio temporal soil moisture dynamics and runoff under different soil cover conditions in a semiarid representative basin in Brazil. **Advances in Geosciences**, v. 48, p. 19–30, 2019.
- MONTENEGRO, S.; RAGAB, R. Impact of possible climate and land use changes in the semi arid regions: A case study from North Eastern Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 434, p. 55–68, 2012.
- MOURA, M. DE P.; RIBEIRO NETO, A.; COSTA, F. A. DA. Application of satellite imagery to update depth-area-volume relationships in reservoirs in the semiarid region of Northeast Brazil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 26, p. 44–50, 2021.
- MUÑOZ-SABATER, J. et al. ERA5-Land: a state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. **Earth System Science Data**, v. 13, n. 9, p. 4349–4383, 7 set. 2021.
- NASCIMENTO, M. M. et al. Offshore wind and solar complementarity in Brazil: A theoretical and technical potential assessment. **Energy Conversion and Management**, v. 270, p. 116194, out. 2022.

- NETO, R. M. B. et al. Evaluation of the TRMM product for monitoring drought over Paraíba State, northeastern Brazil: a trend analysis. **Scientific Reports**, v. 11, n. 1, p. 1–18, 2021.
- OLIVEIRA JÚNIOR, J. A. S. DE et al. Variabilidade espacial de propriedades hidrodinâmicas de um Neossolo Regolítico sob pastagem e caatinga. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 18, p. 631–639, jun. 2014.
- PARKER, W. S. Reanalyses and Observations: What's the Difference? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 9, p. 1565–1572, 1 set. 2016.
- PEREIRA, B. et al. Assessment of the geometry and volumes of small surface water reservoirs by remote sensing in a semi-arid region with high reservoir density. **Hydrological Sciences Journal**, v. 64, n. 1, p. 66–79, 2019.
- RAFIK, A. et al. Surface and Groundwater Characteristics within a Semi-Arid Environment Using Hydrochemical and Remote Sensing Techniques. **Water**, v. 13, n. 3, p. 277, 2021.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I.; PORPORATO, A. **Ecohydrology of Water-Controlled Ecosystems**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.
- ROMANO, N. Soil moisture at local scale: Measurements and simulations. **Journal of Hydrology**, v. 516, p. 6–20, 2014.
- RUHOFF, A. et al. Global Evapotranspiration Datasets Assessment Using Water Balance in South America. **Remote Sensing**, v. 14, n. 11, p. 2526, jan. 2022.
- S. SRINIVASAN, V. et al. Monitoring and modelling of hydrological processes in the semiarid region of Brazil: The Cariri experimental basins. **Hydrological Processes**, v. 35, n. 5, p. e14194, 2021.
- SÁ-MOREIRA, M. et al. Energy and economic analysis for a desalination plant powered by municipal solid waste incineration and natural gas in Brazil. **Environment, Development and Sustainability**, p. 1–28, 2021.
- SAMPAIO, E. **Overview of the Brazilian caatinga, in: Seasonally dry tropical forests**. [s.l.] Cambridge University Press Cambridge, 1995.
- SANTOS, A. et al. Causes and consequences of seasonal changes in the water flow of the São Francisco river in the semiarid of Brazil. **Environmental and Sustainability Indicators**, v. 8, p. 100084, 2020.
- SENAY, G. B. et al. Satellite-based water use dynamics using historical Landsat data (1984–2014) in the southwestern United States. **Remote Sensing of Environment**, v. 202, p. 98–112, 2017.
- SILVA, J. et al. Estresse salino como desafio para produção de plantas forrageiras. **Pesquisa Aplicada & Agrotecnologia**, v. 11, n. 3, p. 127–139, 2018.
- SILVA, J. L. B. et al. Changes in the water resources, soil use and spatial dynamics of Caatinga vegetation cover over semiarid region of the Brazilian Northeast. **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, v. 20, p. 100372, 2020.

- SILVA, J. R. I. et al. Aplicação do método de Budyko para modelagem do balanço hídrico no semiárido brasileiro. **Scientia Plena**, v. 13, n. 10, p. 175–182, 2017a.
- SILVA, J. R. I. et al. Efeito de diferentes usos do solo na erosão hídrica em região semiárida. **Revista Engenharia na Agricultura**, v. 27, n. 3, p. 272–283, 2019.
- SILVA, J. R. I. et al. Morphometric characterization and land use of the Pajeú river basin in the Brazilian semi-arid region. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 118, p. 103939, 1 out. 2022.
- SILVA, M. et al. Assessment of groundwater quality in a Brazilian semiarid basin using an integration of GIS, water quality index and multivariate statistical techniques. **Journal of Hydrology**, v. 598, p. 126346, 2021.
- SILVA, P. F. et al. Seasonal patterns of carbon dioxide, water and energy fluxes over the Caatinga and grassland in the semi-arid region of Brazil. **Journal of Arid Environments**, v. 147, p. 71–82, 2017b.
- SINGH, R. K.; SENAY, G. B. Comparison of four different energy balance models for estimating evapotranspiration in the Midwestern United States. **Water**, v. 8, n. 1, p. 9, 2016.
- SOLTANI, KEYVAN; AZARI, ARASH. Forecasting groundwater anomaly in the future using satellite information and machine learning. **Journal of Hydrology**, v. 612, p. 128052, 1 set. 2022.
- SOUTO, J.; BELTRÃO, N.; TEODORO, A. Performance of remotely sensed soil moisture for temporal and spatial analysis of rainfall over Sao Francisco River basin, Brazil. **Geosciences**, v. 9, n. 3, p. 144, 2019.
- SOUZA, A. G. et al. Use of SMOS L3 soil moisture data: Validation and drought assessment for Pernambuco State, Northeast Brazil. **Remote Sensing**, v. 10, n. 8, p. 1314, 2018.
- SOUZA, R. et al. Vegetation response to rainfall seasonality and interannual variability in tropical dry forests. **Hydrological Processes**, v. 30, n. 20, p. 3583–3595, 2016.
- SOUZA, R. et al. Optimal management of cattle grazing in a seasonally dry tropical forest ecosystem under rainfall fluctuations. **Journal of Hydrology**, v. 588, p. 125102, 2020.
- SOUZA, R. et al. Dynamics of soil penetration resistance in water-controlled environments. **Soil and Tillage Research**, v. 205, p. 104768, 2021.
- SUTAPA, I. D. et al. Implementation of ecohydrology to support sustainable water resources management in tropical region, Indonesia. **Ecohydrology & Hydrobiology**, v. 21, n. 3, p. 501–515, 2021.
- TAN, M. L. Assessment of TRMM product for precipitation extreme measurement over the Muda River Basin, Malaysia. **HydroResearch**, v. 2, p. 69–75, 2019.
- TUNDISI, J. G.; TUNDISI, T. M. Integrating ecohydrology, water management, and watershed economy: case studies from Brazil. **Ecohydrology & Hydrobiology**, v. 16, n. 2, p. 83–91, 2016.

URSULINO, B. S. et al. Modelling soil water dynamics from soil hydraulic parameters estimated by an alternative method in a tropical experimental basin. **Water**, v. 11, n. 5, p. 1007, 2019.

VIEIRA, P. R.; PRUSKI, F. F.; SOUZA, J. R. Dimensioning of reservoirs for semiarid regions using synthetic series. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 24, p. 581–589, 2020.

WANG, Y.; ZHAO, N. Evaluation of Eight High-Resolution Gridded Precipitation Products in the Heihe River Basin, Northwest China. **Remote Sensing**, v. 14, n. 6, p. 1458, jan. 2022.

WEI, J. et al. Coupling Between Land Surface Fluxes and Lifting Condensation Level: Mechanisms and Sensitivity to Model Physics Parameterizations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 126, n. 5, p. e2020JD034313, 16 mar. 2021.

ZERI, M. et al. Tools for communicating agricultural drought over the Brazilian semiarid using the soil moisture index. **Water**, v. 10, n. 10, p. 1421, 2018.

ZERI, M. et al. Importance of including soil moisture in drought monitoring over the Brazilian semiarid region: An evaluation using the JULES model, in situ observations, and remote sensing. **Climate Resilience and Sustainability**, p. e7, 2021.

ZHANG, M.; YUAN, X.; OTKIN, J. A. Remote sensing of the impact of flash drought events on terrestrial carbon dynamics over China. **Carbon Balance and Management**, v. 15, n. 1, p. 1–11, dez. 2020.

ZHANG, S. et al. Mapping regional surface water volume variation in reservoirs in northeastern Brazil during 2009–2017 using high-resolution satellite images. **Science of the Total Environment**, v. 789, p. 147711, 2021.

## **CAPÍTULO 1 - CONSEQUÊNCIAS ECOHIDROLÓGICAS DA SUBSTITUIÇÃO DE FLORESTA TROPICAL SAZONALMENTE SECA POR PASTAGEM NO SEMIÁRIDO DO BRASIL**

### ***Resumo***

As florestas tropicais sazonalmente secas (FTSs) exercem funções hidrológicas e ecológicas importantes para o equilíbrio global. No Semiárido do Brasil, ocorre uma FTS exclusivamente brasileira conhecida como Caatinga. Contudo, essa vegetação vem sendo removida principalmente para implantação de pastagem, sendo que ainda são escassos estudos que abordam as consequências ecohidrológicas da remoção dessa vegetação. Diante do contexto, o objetivo deste estudo é avaliar a sazonalidade dos processos ecohidrológicos, que ocorrem em microbacias ocupadas com Caatinga (MBC) e pastagem degradada (MBP) na região semiárida do Brasil. A MBC tem área de 13,07 ha ocupada predominantemente com Caatinga arbórea, enquanto a MBP tem área de 2,55 ha coberta por capim corrente (*Urochloa mosambicensis*) e plantas herbáceas indicativas de solo degradado. Inicialmente, foram determinadas as propriedades hidrodinâmicas do perfil do solo utilizando a metodologia Beerkan. Durante os anos de 2018 a 2021, foram monitoradas as variáveis hidrometeorológicas chuva, déficit de pressão de vapor, escoamento superficial, umidade e temperatura do solo. Para analisar como a resposta da vegetação aos processos hidrológicos, foram monitorados os parâmetros biofísicos da vegetação (NDVI, LAI, temperatura da superfície e albedo da superfície) utilizando imagens do Landsat-8. A MBC apresenta vegetação com potencial para o amortecimento da chuva, o que, associado às características do solo (maior capacidade de infiltração e redistribuição de água), resultou em menor escoamento superficial (4,8 vezes inferior a MBP) e maior umidade do solo. Em função dessas condições, a MBC apresentou valores mais altos de NDVI e LAI. Além disso, a MBC exibiu um potencial termorregulador, com temperaturas mais baixas na superfície e no solo. Portanto, a substituição da Caatinga por pastagem promove alterações significativas nas respostas hidrológicas e, consequentemente, na atividade biofísica da vegetação em ambiente Semiárido.

**Palavras-chave:** Caatinga, escoamento superficial, parâmetros biofísicos, umidade do solo

### ***Abstract***

Tropical dry forests (TDFs) play important hydrological and ecological roles in the global balance. In Brazil's semiarid region, there is an exclusively Brazilian TDF known as Caatinga.

However, this vegetation is being predominantly cleared for pasture establishment, and there are still limited studies addressing the ecohydrological consequences of its removal. In this context, the objective of this study is to assess the seasonality of ecohydrological processes occurring in microbasins occupied by Caatinga (MBC) and degraded pasture (MBP) in the semiarid region of Brazil. The MBC has an area of 13.07 hectares occupied by predominantly arboreal Caatinga, while the MBP has an area of 2.55 hectares filled with grass (*Urochloa mosambicensis*) and herbaceous plants that are indicators of degraded areas. Initially, the hydrodynamic properties of the soil profile were determined using the Beerkan methodology. From 2018 to 2021, the following hydrometeorological variables were monitored: rainfall, vapor pressure deficit, surface runoff, soil moisture, and soil temperature. To analyze how vegetation responds to hydrological processes, biophysical parameters of the vegetation (NDVI, LAI, surface temperature, and surface albedo) were monitored using Landsat-8 images. The MBC features vegetation with potential for rainwater buffering, which, combined with soil characteristics (greater infiltration and water redistribution), resulted in lower surface runoff (4.8 times lower than MBP) and higher soil moisture in this microbasin. Due to these conditions, the MBC exhibited higher values of NDVI and LAI. Additionally, the MBC demonstrated thermoregulatory potential, with lower surface temperature and soil temperature. Therefore, replacing Caatinga with pasture induces significant changes in hydrological responses and consequently affects the biophysical activity of vegetation in a semiarid environment.

**Keywords:** Caatinga, runoff, biophysical parameters, soil moisture

## ***1. Introdução***

As Floresta Tropicais Sazonalmente Secas (FTSs) estão entre os biomas mais importantes em relação aos fluxos hidrológicos regionais e globais (JIANG et al., 2022). Apesar da sua importância, as FTSs têm passado por taxas historicamente altas de exploração, como consequência da intensa remoção da vegetação, principalmente para implantação de pastagens (MILES et al., 2006). No Semiárido do Brasil, ocorre uma FTS conhecida como Caatinga, único bioma exclusivamente brasileiro. Por esta inserida em condições semiáridas, o regime hidrológico deste bioma é complexo, com forte gradientes de sazonalidade e elevada variabilidade espacial (MARENGO et al., 2017; ZERI et al., 2021).

A Caatinga, assim como outras FTSs, fornecem serviços ecossistêmicos diretos, como alimentos para humanos e animais e serviços indiretos como fixação de carbono atmosférico,



reduzindo gases do efeito estufa (ANDRADE et al., 2020; SILVA et al., 2017). Contudo, em função da expansão e intensificação das atividades antrópicas, a vegetação da Caatinga foi reduzida a 50% de sua extensão original (SILVA E SOUZA et al., 2019). Anos sucessivos de atividades agrícolas provocam mudanças nas propriedades do solo e no microclima, podendo contribuir para o avanço do processo de desertificação na região semiárida (SILVA et al., 2021). A degradação é mais acelerada em áreas de pastagem, devido ao sobrepastejo, comprometendo as propriedades físicas e químicas do solo, sendo comumente abandonada após a pastagem deixar de apresentar resultados satisfatórios (LEITE et al., 2018).

A remoção da vegetação nativa para implantação de atividades agropecuárias modifica os processos de transferência de água no sistema solo-planta-atmosfera (ALCÂNTARA et al., 2021). Brito et al. (2020) estudando o balanço de água no solo no semiárido do Brasil, encontraram que substituição de caatinga por pastagem promoveu redução de 10% na evapotranspiração. As modificações ocorrem devido água e vegetação atuarem de forma integrada, uma vez que a existência da vegetação depende da disponibilidade de água, em contrapartida, a vegetação é crucial para que a água infiltre no solo e fique disponível para as plantas (ANDRADE et al., 2017). A ecohidrologia, por ser uma ciência integrativa que estuda um série de processos interdependentes (ecológicos e hidrológicos), vem sendo aplicada para compreender como a vegetação influencia nos processos de transferência de água e vice-versa (SUTAPA et al., 2021).

Portanto, o monitoramento integrado de variáveis hidrológicas (e.g., umidade do solo, escoamento superficial), propriedades do solo (e.g., curvas de retenção e condutividade hidráulica) e respostas biofísicas da vegetação (e.g., evapotranspiração, albedo, NDVI) é de extrema importância para compreender as consequências da substituição da vegetação nativa nos ciclos hidrológico e do carbono (KAZEMZADEH et al., 2021; MONTENEGRO et al., 2019). Ademais, estudos com essa visão integrada são de extrema importância diante das possíveis mudanças climáticas, do aumento da temperatura e redução das chuvas, o que tornará os ecossistemas de regiões semiáridas ainda mais vulneráveis (FREITAS et al., 2022; MARENGO; TORRES; ALVES, 2017; MONTENEGRO; RAGAB, 2012).

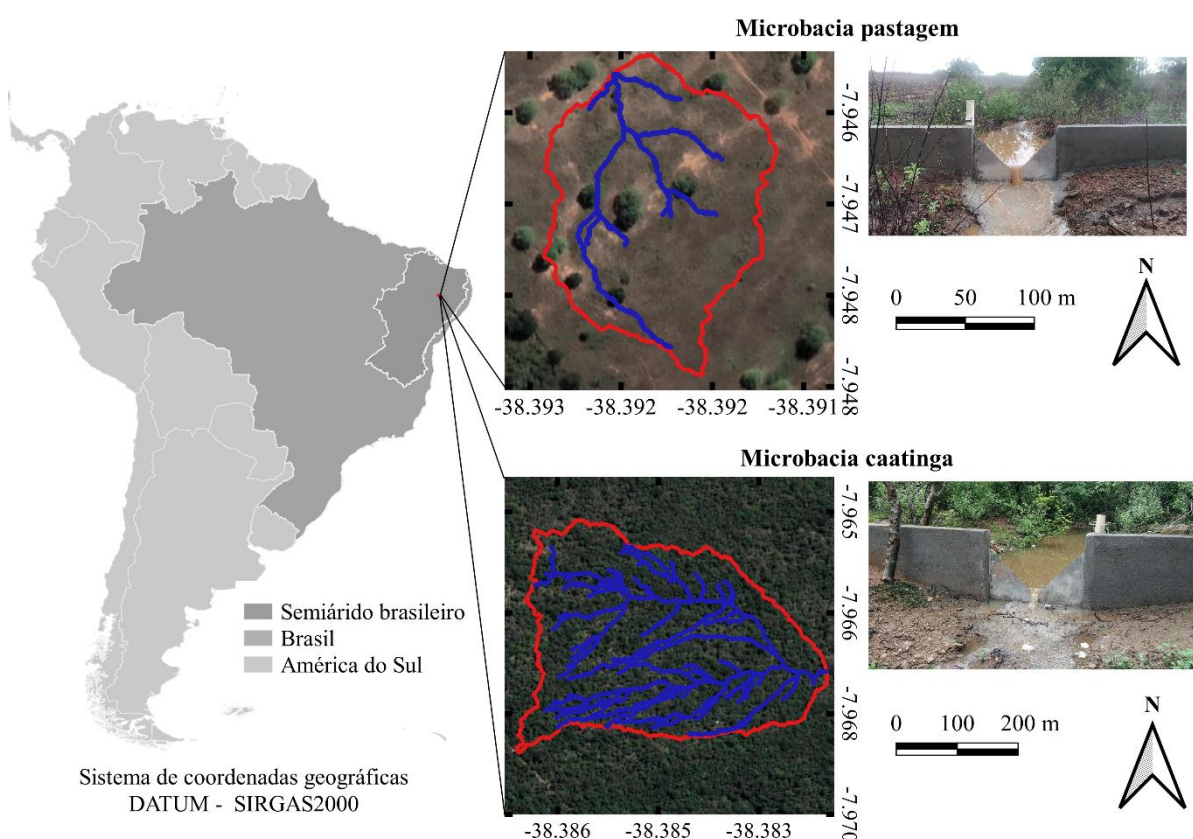
Portanto, estudos sobre ecohidrologia na região semiárida podem ajudar a entender melhor o fluxo de água e oferecer subsídios para a elaboração/gestão de políticas que visem à preservação da vegetação nativa e ao enfretamento das mudanças climáticas. Diante do contexto, o objetivo deste estudo foi avaliar a sazonalidade dos processos ecohidrológicos que

ocorrem em microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem degradada na região semiárida do Brasil.

## 2. Material e métodos

### 2.1 Caracterização das microbacias

O trabalho foi conduzido no município de Serra Talhada - PE  $7^{\circ} 59' 31''$  S e  $38^{\circ} 17' 59''$  O, a uma altitude de 430 m. Essa área está situada na bacia hidrográfica do rio Pajeú, a qual está totalmente inserida no Semiárido do estado de Pernambuco, entre as coordenadas geográficas de  $07^{\circ} 16' 20''$  e  $08^{\circ} 56' 01''$  de latitude sul e  $36^{\circ} 59' 00''$  e  $38^{\circ} 57' 45''$  de longitude a oeste de Greenwich. O rio Pajeú é um dos afluentes da bacia do rio São Francisco, uma das bacias mais importantes do Brasil. O clima da região é do tipo BShw', Semiárido, caracterizando-se por ser quente e seco, com as chuvas ocorrendo principalmente entre os meses de dezembro a maio, totalizando um média anual de aproximadamente 642 mm (Souza et al., 2015).



**Figura 1.** Localização das microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil.

As medidas foram realizadas em duas microbacias hidrográficas: uma com área de 2,55 hectares ocupada com capim corrente (*Urochloa mosambiensis*) e plantas herbáceas

indicadoras de degradação (*Senna obtusifolia* (L.) Irwin & Barneby e *Malváceas spp.*), sendo que nessa microbacia vêm sendo praticadas atividades agrícolas há mais de 30 anos. A segunda microbacia possui 13,07 hectares e estava totalmente ocupada com Caatinga predominantemente arbórea (Figura 1). Foram determinadas as características físicas e hidrológicas das microbacias estudadas, seguindo os procedimentos descritos por Silva et al. (2022). Os solos predominantes nas microbacias eram o Neossolo Litólico e o Luvisolo Crômico, sendo que o solo da microbacia com pastagem (MBP) apresenta características mais argilosas do que a microbacia com Caatinga (MBC) (Tabela 1).

**Tabela 1.** Caracterização textural dos solos das microbacias ocupadas com pastagem e Caatinga no Semiárido do Brasil

Prof.	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	Ds (g cm <sup>-3</sup> )	Classe textural
<b>Microbacia Caatinga</b>					
10	11,29±2,24	24,25±2,15	64,75±4,37	1,38±0,09	franco arenosa
20	13,41±3,07	24,75±0,57	61,82±3,46	1,42±0,04	franco arenosa
30	13,30±3,61	23,98±1,31	62,71±4,87	1,49±0,13	franco arenosa
40	14,95±4,64	22,43±1,32	62,61±5,95	1,50±0,17	franco arenosa
<b>Microbacia pastagem</b>					
10	18,48±6,74	29,00±5,48	52,10±11,56	1,47±0,11	franco
20	19,17±6,37	31,59±5,93	49,22±8,47	1,36±0,09	franco
30	23,13±9,82	26,37±7,53	49,90±13,24	1,33±0,14	franco argiloso arenosa
40	27,74±14,9	21,63±1,31	50,61±13,65	1,45±0,11	franco argiloso arenosa

Prof. é a profundidade do solo (cm) e Ds é a densidade do solo.

## 2.2 Medidas de chuva e escoamento superficial

Em cada microbacia, foram instaladas torres micrometeorológicas equipadas com pluviômetro eletrônico (modelo TE525-L, Campbell Scientific). Na MBC, o pluviômetro foi instalado a 10 m de altura (acima da copa das árvores). Os dados dos pluviômetros eram processados e armazenados com intervalo de 30 minutos por meio de um Datalogger CR1000. O escoamento superficial na MBC foi monitorado entre 2018 e 2021 através de um vertedor triangular composto por alvenaria e uma chapa de aço galvanizado (Figura 1). Esse vertedor tem capacidade de medir uma vazão de até 0,932 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>. Na MBP, devido a problemas técnicos e operacionais, apenas foi possível realizado o monitoramento do escoamento durante o ano de 2020.

Um sensor capacitivo (METER HYDROS 21) foi instalado em cada vertedor para medir a lâmina de água que passava sobre ele, sendo que as medidas eram realizadas na frequência de

300 ms e as médias armazenadas em intervalos de um e cinco minutos, respectivamente para MBP e MBC. Vale ressaltar que o sensor de nível também realizava o monitoramento da condutividade elétrica e da temperatura da água de escoamento.

A vazão das microbacias foi determinada pela Equação 1:

$$Q = 1,4 \cdot H^{\frac{5}{2}} \quad (1)$$

onde Q é a vazão da microbacia ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) e H é nível de água que passa sobre o vertedor (m).

Com os dados de vazão da microbacia, foi determinado a lâmina de escoamento pela razão entre vazão e área da microbacia. Além disso, foram determinadas as características hidráulicas do escoamento superficial, como Número de Reynolds e velocidade do escoamento. O Número de Reynolds (Re) foi estabelecido de acordo com Simons e Senturk (1992):

$$R_e = \frac{U \cdot R_h}{\nu} \quad (2)$$

$$R_h = \frac{A}{P} \quad (3)$$

onde A é a área da seção forma pelo escoamento ( $\text{m}^2$ ), P é o perímetro da seção formado pelo escoamento (m), U é velocidade do escoamento superficial ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $R_h$  é o raio hidráulico (m) e  $\nu$  a viscosidade cinemática da água ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) definida por Julien (2010):

$$\nu = [1,14 - 0,031(T - 15) + 0,00068(T - 15)^2] 10^{-6} \quad (4)$$

onde T é a temperatura da água ( $^{\circ}\text{C}$ ), aferida pelo sensor de nível (METER HYDROS 21).

A quantidade de sais exportados pela água de escoamento superficial foi determinada pela Equação 5:

$$R_s = \frac{C_s \cdot Q}{1000} \quad (5)$$

$$C_s = 640 \cdot CE \quad (6)$$

Onde  $R_s$  é a quantidade de sais removidos ( $\text{mg L}^{-1}$ ),  $C_s$  é a concentração de sais da água de escoamento ( $\text{mg L}^{-1}$ ) e CE é condutividade elétrica da água de escoamento ( $\text{dS m}^{-1}$ ).

### 2.3 Monitoramento da umidade e temperatura do solo

O monitoramento da umidade do solo foi realizado nas profundidades de 10, 20, 30 e 40 cm, com sensor TDR (CS616, Campbell Scientific). Nessas profundidades, também foram instalados os sensores para medir a temperatura do solo (T108, Campbell Scientific). Essas

variáveis foram processadas e armazenadas em intervalos de 30 minutos por meio de um Datalogger CR1000. Com os dados de umidade do solo foi determinada a umidade efetiva do solo ( $\theta_{ef}$ ), de acordo com a Equação 7 (PORPORATO; DALY; RODRIGUEZ-ITURBE, 2004):

$$\theta_{ef} = \frac{\theta_i - \theta_{pmp}}{\theta_{cc} - \theta_{pmp}} \quad (7)$$

onde  $\theta_i$  é a umidade atual do solo ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),  $\theta_{cc}$  é a umidade na capacidade de campo ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) e  $\theta_{pmp}$  é umidade no ponto de murcha permanente ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ).  $\theta_{cc}$  e  $\theta_{pmp}$  foram determinadas a partir da curva de retenção de água no solo (Seção 2.4), considerando uma tensão de -1,0 mca para encontra  $\theta_{cc}$  e -150,0 mca para encontra  $\theta_{pmp}$ .

A  $\theta_{ef}$  é um índice utilizado para analisar a disponibilidade de água para as plantas, sendo esse índice classificado em cinco grupos (Tabela 2).

**Tabela 2.** Critérios para avaliação da umidade efetiva do solo

$\theta_{ef}$	Efetividade	Nível
> 1,00	Extremamente efetivo	1
0,75-1,00	Alta efetividade	2
0,50-0,75	Moderada a alta efetividade	3
0,25-0,50	Baixa efetividade	4
0,00-0,25	Efetividade marginal	5
<0,00	Não efetiva	6

classificação de acordo com (CHEN et al., 2007)

#### 2.4 Propriedades físico-hídricas do solo

As propriedades físico-hídricas do solo foram determinadas nas profundidades de 10, 20, 30 e 40 cm. Para isso, foram abertas 4 trincheiras em locais escolhidos de forma aleatória dentro da área de captação das microbacias estudadas. As propriedades foram determinadas a partir da metodologia Beerkan (LASSABATERE et al., 2006; SOUZA et al., 2008). Nessa metodologia, são determinados os parâmetros que descrevem a curva de retenção de água no solo ( $\theta(h)$ ) e a curva de condutividade hidráulica ( $K(\theta)$ ). Essas curvas são descritas, respectivamente, pelo modelo de van Genuchten (1980) (Equação 8) e de Brooks e Corey (1965) (Equação 9):

$$\theta(h) = \left[ 1 + \left( \frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad \text{com } m = 1 - \frac{2}{n} \quad (\text{Burdine, 1953}) \quad (8)$$

$$K(\theta) = K_s \cdot \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (9)$$

onde  $\theta$  é a umidade volumétrica ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),  $\theta_r$  é a umidade volumétrica residual ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),  $\theta_s$  é a umidade volumétrica saturada ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),  $h$  é o potencial matricial (mca),  $m$  e  $n$  são parâmetros de forma,  $K_s$  é a condutividade hidráulica ( $\text{mm h}^{-1}$ ) e  $\eta$  é o parâmetro de forma para a condutividade hidráulica.

As funções que descrevem a curva de retenção e de condutividade hidráulica contêm cinco parâmetros desconhecidos: dois parâmetros de forma ( $m$  ou  $n$  e  $\eta$ ) e três parâmetros de normalização ( $\theta_s$ ,  $K_s$  e  $h_g$ ). Os parâmetros de forma dependem principalmente da textura, enquanto os parâmetros de normalização da estrutura dos solos (HAVERKAMP et al., 1998). Esses parâmetros foram obtidos através do programa BEST (*Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments*) proposto por Lassabatère et al. (2006).

### 2.5 Indicadores biofísicos de atividade da vegetação

Com o objetivo de monitorar como a vegetação responde aos processos hidrológicos das microbacias, foram determinados os parâmetros biofísicos (NDVI, LAI, albedo e temperatura da superfície) através de dados de sensoriamento remoto. Para essa finalidade foram utilizadas imagens do Satélite Landsat 8, que tem resolução espacial de 30m x 30m e resolução temporal de 16 dias. Todos os procedimentos para determinação dos índices foram realizados na plataforma *Google Earth Engine* (GEE).

O *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) é um indicador sensível da atividade da vegetação (fotossíntese), pois está relacionada a quantidade e condições da clorofila. O NDVI varia de -1 a +1, sendo que quanto mais perto de 1, maior é a atividade fotossintética da vegetação; enquanto os valores próximos de zero indicam área com pouca vegetação ou folhas e valores negativos são corpos de água ou nuvens. O NDVI é determinado a partir das refletividades das bandas do infravermelho próximo e vermelho, de acordo com a Equação 10 (ROUSE, 1974).

$$NDVI = \frac{\rho_V - \rho_{IV}}{\rho_V + \rho_{IV}} \quad (10)$$

onde  $\rho_{IV}$  e  $\rho_V$  correspondem, respectivamente, as bandas 4 (vermelho) e 5 (infravermelho próximo) do Landsat 8.

O *Leaf Area Index* (LAI) representa a relação entre a área foliar do dossel e a unidade superficial projetada no solo. O LAI é determinado a partir do SAVI, como demonstrado pela Equação 11 (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2007).

$$LAI = - \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (11)$$

O *Soil Adjusted Vegetation Index* (SAVI) busca identificar a resposta da vegetação minimizando o efeito da resposta espectral do solo. Assim, esse índice utiliza um fator de ajuste “L” para reduzir o efeito do solo na radiação eletromagnética, sendo essa uma característica interessante para regiões semiáridas, pois apresentam vegetação menos densa e solo mais exposto. O SAVI é determinado pela Equação 12 (HUETE, 1988):

$$SAVI = \frac{(1 + L) * (\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (12)$$

onde L é o fator de ajuste do solo que varia entre 0 e 1. Sendo o valor 0,25 (usado para vegetação densa), 0,5 (usado para vegetação intermediária) e 1,0 (usado para pouca vegetação). Devido as condições de vegetação da região semiárida, será utilizado 0,5 como fator de ajuste do solo (SILVA et al., 2019a).

O albedo da superfície ( $\alpha$ ) auxilia a entender a estrutura física da superfície, pois o albedo está relacionado a refletividade da radiação solar que chega à superfície da terra. O albedo aumenta na medida que a densidade de vegetação diminui, sendo o mesmo determinado pela Equação 13 (SHUAI et al., 2014; WANG et al., 2016):

$$\alpha = (\rho_{II} * 0,2453) + (\rho_{III} * 0,0508) + (\rho_{IV} * 0,1804) + (\rho_V * 0,3081) + (\rho_{VI} * 0,1332) + (\rho_{VII} * 0,0521) + 0,0011 \quad (13)$$

onde  $\rho_{II}$ ,  $\rho_{III}$ ,  $\rho_{IV}$ ,  $\rho_V$ ,  $\rho_{VI}$  e  $\rho_{VII}$  correspondem, as bandas 2, 3, 4, 5, 6 e 7 do Landsat8.

A temperatura da superfície ( $T_s$ ) é um parâmetro utilizado como indicador do saldo de energia da superfície, a remoção da vegetação ou a perda de folhas promove alteração no saldo de radiação, com consequente aumento da  $T_s$ . Através da Equação 14, a  $T_s$  (°C) é determinada utilizando a emissividade no domínio espectral da banda térmica, empregando a radiância espectral ( $L_b$ ,  $W \text{ m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ ) do sensor Landsat-8 banda térmica 10.

$$T_s = \left( \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} K_1}{L_b}\right) + 1} \right) - 273,15 \quad (14)$$

onde  $K_1 = 607,76 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$  e  $K_2 = 1260,56 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$  são as constantes de calibração da banda termal do sensor TIRS Landsat 8.  $\epsilon_{\text{NB}}$  é a emissividade da banda termal.

### 2.6 Índice de déficit de água na atmosfera (AWD)

Esse índice foi utilizado para avaliar como as variáveis hidrometeorológicas e biofísicas das microbacias respondem ao déficit de precipitação. O AWD foi proposto por Purcell et al. (2003), sendo considerado de simples aplicação tendo em vista que apenas dados de chuva e evapotranspiração de referência (ET<sub>o</sub>) são utilizados (Equação 15). O índice foi determinado considerando um intervalo de 16 dias, para concordar com o intervalo entre imagens do Landsat-8. Para determinação da ET<sub>o</sub>, foram utilizados dados meteorológicos de uma estação automática do INMET, localizada a cerca de 10 km da área de estudo. A ET<sub>o</sub> foi obtida de acordo com o modelo de Penman-Monteith, padrão FAO (ALLEN et al., 1998).

$$AWD_i = P_i - ET_{o_i} \quad (15)$$

onde  $P_i$  corresponde à soma da chuva nos últimos 16 dias e  $ET_{o_i}$  a soma da evapotranspiração de referência durante o mesmo período.

### 2.7 Análise dos dados

A sazonalidade das variáveis chuva, umidade do solo, temperatura do solo, escoamento superficial, exportação de sais por escoamento e dos índices de atividade da vegetação (NDVI, LAI, albedo e temperatura da superfície) foi analisada. Para entender a sazonalidade dessas variáveis, os anos estudados foram divididos em subperíodos (seco, úmido-seco, úmido, seco-úmido) com base na chuva total e no número de dias com chuva (>1mm), conforme a metodologia proposta por Queiroz et al. (2020).

Para compreender a frequência de ocorrência da umidade do solo, temperatura do solo, Número de Reynolds, velocidade do escoamento e condutividade elétrica da água de escoamento, em cada microbacia foram construídas curvas de frequência acumulada para essas variáveis (JOHNSON; KOTZ; BALAKRISHNAN, 1994).

Com o intuito de estabelecer relações entre os parâmetros biofísicos da vegetação e as variáveis hidrometeorológicas, foi realizando uma análise de componentes principais (PCA). Para deixar as séries de dados com o mesmo comprimento de tempo, foi utilizado o intervalo entre imagens do Landsat-8 (16 dias), para determinar o valor médio das variáveis (umidade efetiva, DPV, ET<sub>o</sub>, temperatura média do solo) para o respectivo intervalo. Além disso, foram colocadas como variáveis na PCA, a chuva acumulada no período de 16 dias os resultados do



AWD. Todos os procedimentos estatísticos e confecção dos gráficos foram realizados utilizando o software R (TEAM, 2021).

### 3. Resultados

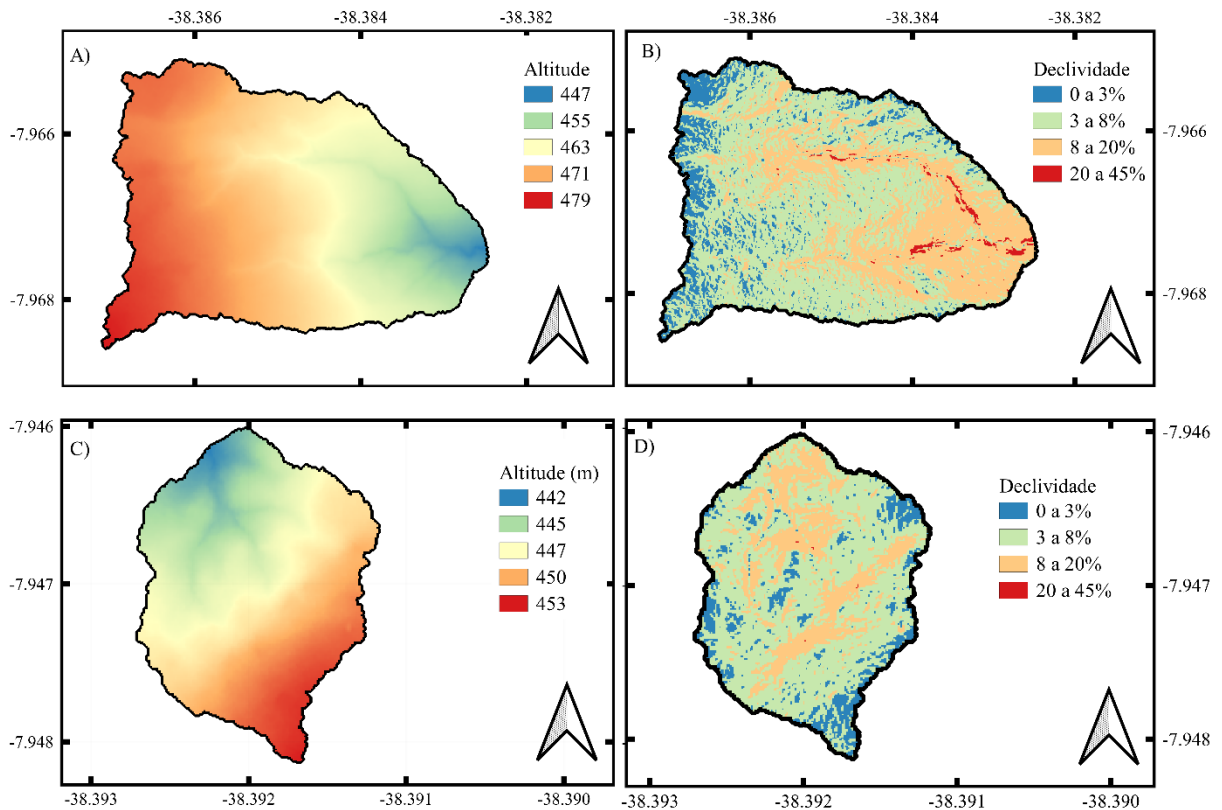
#### 3.1 Características físicas e hidrológicas das microbacias

As características físicas e hidrológicas das microbacias estudadas são apresentadas na Tabela 3. Apesar da área de captação da microbacia com Caatinga (MBC) ser 5,1 vezes maior do que a área da microbacia com pastagem (MBP), as demais características físicas das microbacias são similares (coeficiente de compacidade, fator forma e índice de circularidade), indicando que as bacias possuem formato mais alongado. Em relação às características hidrológicas, devido à maior área de captação, a MBC apresenta maior comprimento da rede de drenagem e maior tempo de concentração (Tabela 3).

**Tabela 3.** Características físicas e hidrológicas das microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil

Parâmetros	Unidade	Caatinga	Pastagem
Área de drenagem	m <sup>2</sup>	130745,5	25583,4
Perímetro da bacia	m	2348,8	930,3
Coeficiente de compacidade	m m <sup>-2</sup>	1,81	1,62
Fator forma	m <sup>2</sup> m	0,45	0,47
Índice de circularidade	-	0,29	0,37
Tempo de concentração	minutos	59,94	22,46
Comprimento da rede de drenagem	m	4613,3	520,4

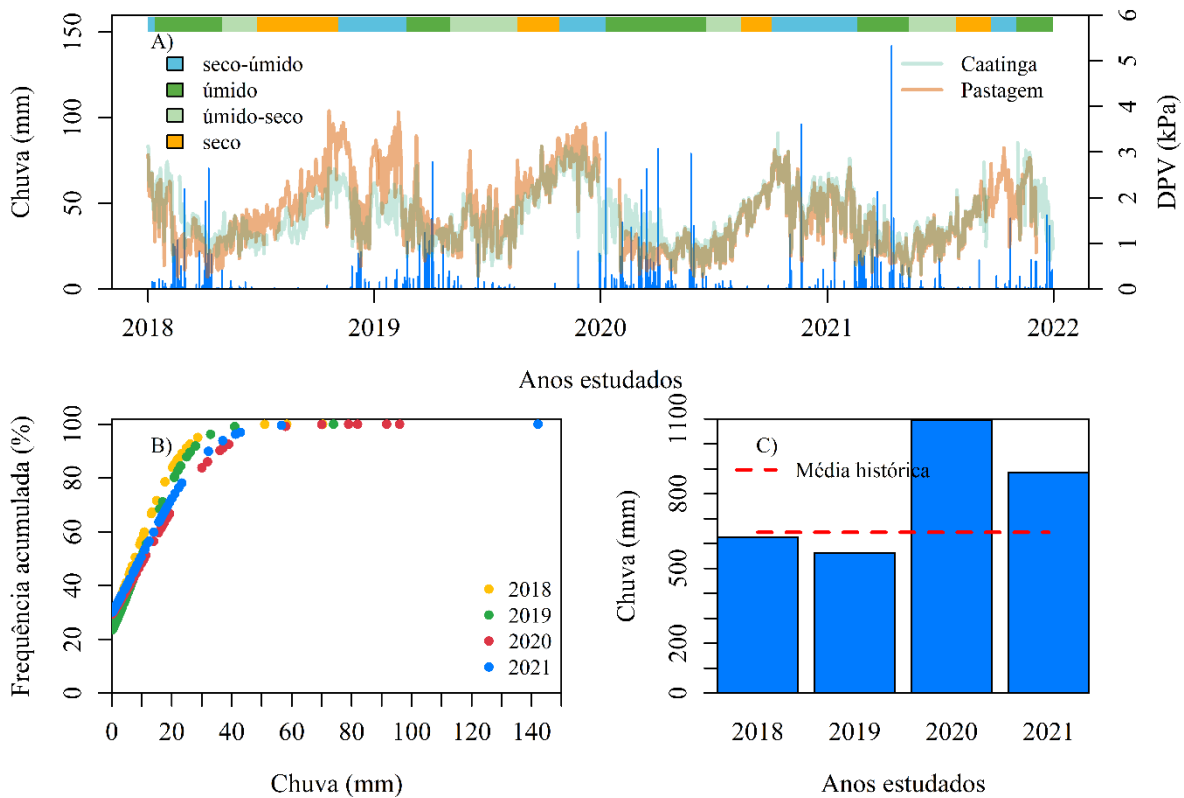
Na Figura 2 são exibidos os mapas de relevo e declividade das microbacias estudadas. Observa-se que na MBC, a diferença de elevação entre o ponto mais alto e o exultório é de 32m (Figura 2a), contrastando com a MBP, onde essa variação é reduzida a 11 m (Figura 2c). Além disso, constata-se que na MBP, cerca de 65% de sua extensão apresenta declividade inferior a 8% (Figura 2d), enquanto na MBC esse valor é de aproximadamente 54% (Figura 2d). Com base nestes resultados, é possível inferir que a MBC exibe um relevo mais irregular, contribuindo para desempenho significativo na geração do escoamento superficial e no processo erosivo.



**Figura 2.** Representação do modelo digital de elevação (DEM) e digital do terreno (declividade) em microbacias com Caatinga (A e B) e pastagem (C e D).

### 3.2 Distribuição da chuva e DPV

Na Figura 3A, é apresentando a dinâmica temporal da chuva diária ao longo do período estudado, sendo identificado claramente os períodos úmidos (cinco ocasiões), úmido-seco (quatro ocasiões), seco (quatro ocasiões), seco-úmido (cinco ocasiões). Observa-se que ocorreram apenas seis eventos em que a chuva superou 60 mm e um evento de chuva extrema, o qual chegou a 142 mm em 2021. Independente do ano, cerca de 80% dos eventos de chuva foram inferiores a 30 mm e pouco mais de 5% dos eventos de chuva superaram os 50 mm (Figura 3B). Além disso, verifica-se que os anos de 2018 e 2019 tiveram chuva total acumulada inferior à média histórica, enquanto os anos de 2020 e 2021 obtiveram 69 e 37% de chuva acima da normal climatológica, respectivamente (Figura 3C). Analisando o déficit de pressão de vapor (DPV), verifica-se que os menores valores durante o período úmido e seu aumentando à medida que a chuva reduz (Figura 3A). Em relação às microbacias, geralmente o DPV é superior na MBP, sendo que essa diferença aumenta em longos períodos sem chuva.



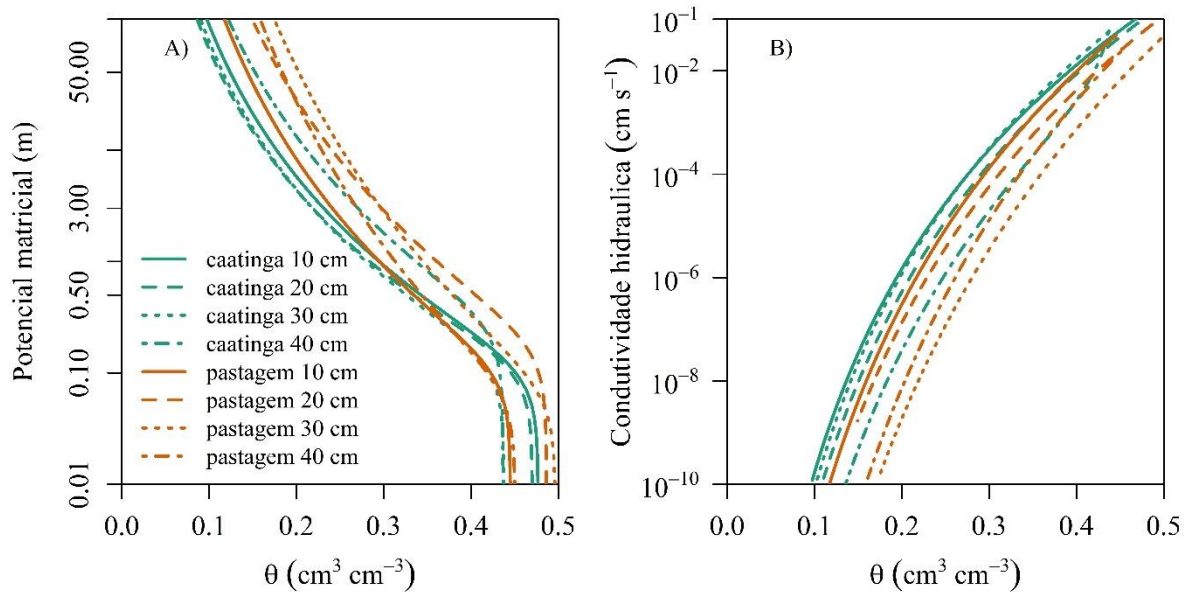
**Figura 3.** Distribuição diária da chuva (A) frequência acumulada da ocorrência dos eventos de chuva (B) e chuva anual acumulada (C) para a região das microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil. Média histórica de acordo com Pereira et al. (2015).

### 3.2 Propriedades físico-hídricas do solo

Na Tabela 4, são apresentadas as propriedades do solo nas profundidades de 10, 20, 30 e 40 cm para os solos das microbacias ocupados com Caatinga e pastagem. De uma forma geral, independentemente da profundidade o solo MBC possui maiores valores para  $K_s$  e  $S$ , evidenciando a capacidade do solo dessa microbacia em conduzir água. Já o solo da MBP possui maiores valores de umidade na CC e PM, contudo, o valor de AD para os solos das microbacias é semelhante (estando na ordem de  $0,11 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ). Ademais, observou-se que o  $K_s$  e  $S$  têm a tendência de reduzir à medida que a profundidade do solo aumenta, enquanto os valores CC e PM tendem a aumentar com a profundidade do solo.

Observa-se na Figura 4, as curvas de retenção de água no solo e a curva de condutividade hidráulica do solo para as profundidades de 10, 20, 30 e 40 cm. De uma forma geral, independente do uso do solo as camadas mais profundas têm uma maior capacidade de retenção de água no solo, sendo que as diferenças ficam mais visíveis à medida que a tensão de água no solo aumenta (Figura 4A). As profundidades de 10, 20 e 30 cm do solo da MBC possuem menor capacidade de retenção de água, enquanto a profundidade de 40 cm possui curva semelhante à do solo da MBP.

A análise das curvas de condutividade hidráulica do solo revelou uma maior capacidade de condução de água para as profundidades de 10, 20 e 30 cm do solo na MBC (Figura 4B), corroborando com os resultados de  $K_s$  e  $S$  apresentados na Tabela 4. Assim como na curva de retenção, a profundidade de 40 cm apresentou curva de condutividade hidráulica semelhante à do solo da MBP. A profundidade de 30 cm do solo na MBP apresenta uma menor capacidade de condução de água.



**Figura 4.** Curvas de retenção de água no solo (A) e curva de condutividade hidráulica (B) para os solos das microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil.

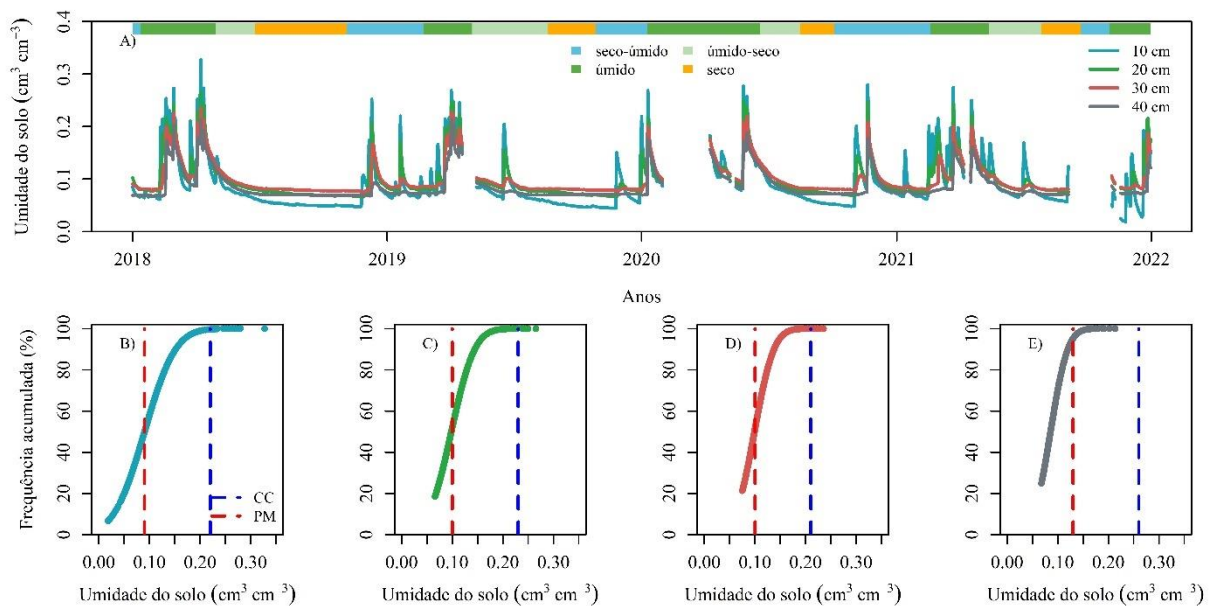
**Tabela 4.** Propriedades físicas do solo em microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil

Prof.	$\theta_s$	$h_g$	$n$	$m$	$S$	$K_s$	$\eta$	CC	PM	AD
<b>Caatinga</b>										
10	0,47±0,03	-114,2±73,1	2,22±0,07	0,09±0,02	1,06±0,52	46,6±36,4	13,1±4,4	0,22±0,02	0,09±0,04	0,12±0,03
20	0,47±0,02	-121,1±78,7	2,23±0,10	0,10±0,04	0,90±0,43	30,3±22,2	13,9±8,1	0,22±0,09	0,11±0,09	0,12±0,02
30	0,43±0,04	-139,8±88,9	2,22±0,09	0,10±0,03	0,65±0,31	21,0±22,8	13,8±6,4	0,21±0,06	0,10±0,07	0,11±0,02
40	0,43±0,05	-289,1±201,5	2,20±0,09	0,09±0,04	0,68±0,36	12,8±13,3	15,7±8,9	0,27±0,08	0,13±0,08	0,13±0,04
<b>Pastagem</b>										
10	0,44±0,03	-107,4±81,4	2,18±0,07	0,08±0,03	0,61±0,17	17,7±7,8	14,9±4,1	0,24±0,08	0,12±0,06	0,11±0,02
20	0,48±0,04	-187,5±159,5	2,17±0,05	0,08±0,02	0,60±0,32	28,1±45,0	14,9±3,2	0,27±0,08	0,14±0,06	0,13±0,02
30	0,49±0,05	-68,6±17,0	2,13±0,04	0,06±0,02	0,50±0,28	14,9±13,8	18,4±4,0	0,30±0,03	0,17±0,04	0,12±0,01
40	0,45±0,03	-128,3±75,6	2,14±0,04	0,07±0,02	0,37±0,19	8,6±9,2	18,5±4,4	0,28±0,05	0,16±0,05	0,11±0,01

Prof. é a profundidade do solo (cm);  $\theta_s$  é a umidade na saturação ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ );  $h_g$  (mm),  $n$  e  $m$  são parâmetro da curva de retenção;  $S$  é a sorvidade do solo ( $\text{mm s}^{-1/2}$ );  $K_s$  é a condutividade hidráulica do solo ( $\text{mm h}^{-1}$ ),  $\eta$  é um parâmetro da curva de condutividade hidráulica do solo; CC é a capacidade de campo do solo ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ); PM é o ponto de murcha permanente ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ); AD é a água disponível do solo ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ).

### 3.3 Dinâmica da umidade do solo

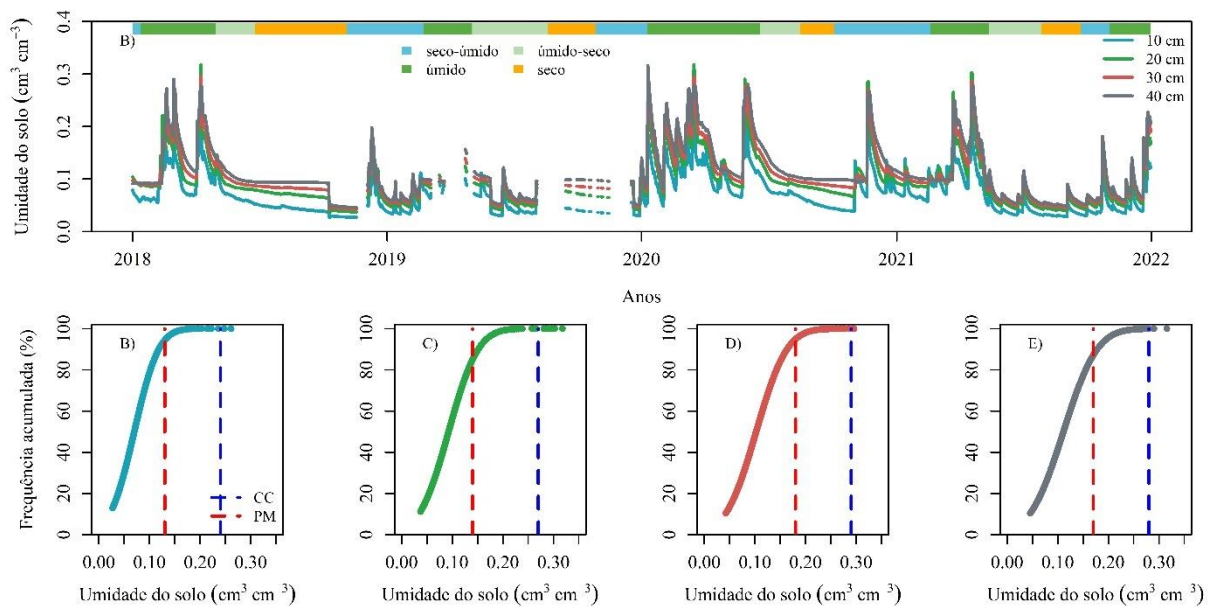
Na Figura 5, é apresentado a dinâmica do conteúdo de água no solo para as profundidades de 10, 20, 30 e 40 cm na MBC. Verifica-se que a umidade a 10 cm é a que alcança maiores e menores valores, também foi constatado que nessa profundidade o solo seca mais rapidamente (Figura 5A). As profundidades de 20 e 30 cm têm dinâmica de umidade similar, enquanto a de 40 cm apresenta valores inferiores. A dinâmica da umidade do solo segue os regimes hídricos, apresentando maiores valores de umidade no período úmido, secamento do solo durante o regime úmido-seco, e menores valores de umidade durante o período seco. Vale salientar que durante o período seco-úmido ocorre aumento de umidade apenas nas camadas mais superficiais (10 e 20 cm), devido às chuvas desse período geralmente serem de menor lâmina (Figura 3A). Ao analisar a distribuição da umidade do solo, observa-se que, para as profundidades de 10, 20 e 30 cm em torno de 50% das medidas de umidade foram acima do PM (Figuras 4B, C e D). Para essas profundidades, aproximadamente 1% dos valores de umidade superaram a capacidade de campo. Já a profundidade de 40 cm, foram encontrados pouco mais de 5% dos valores de umidade do solo acima do PM e não foram registrados valores acima da CC (Figura 5E).



**Figura 5.** Dinâmica temporal da umidade do solo (A) e frequência de distribuição acumulada da umidade do solo para as profundidades de 10 cm (B), 20 cm (C), 30 cm (D) e 40 cm (E) na microbacia ocupada com Caatinga no Semiárido do Brasil. CC é a umidade na capacidade de campo e PM é umidade no ponto de murcha permanente.

A dinâmica temporal da umidade do solo na MBP é apresentada na Figura 6A. Observa-se que os maiores valores de umidade do solo ocorrem nas profundidades de 20 e 30 cm, já os menores valores de umidade acontecem aos 10 cm de profundidade. Analisando a frequência

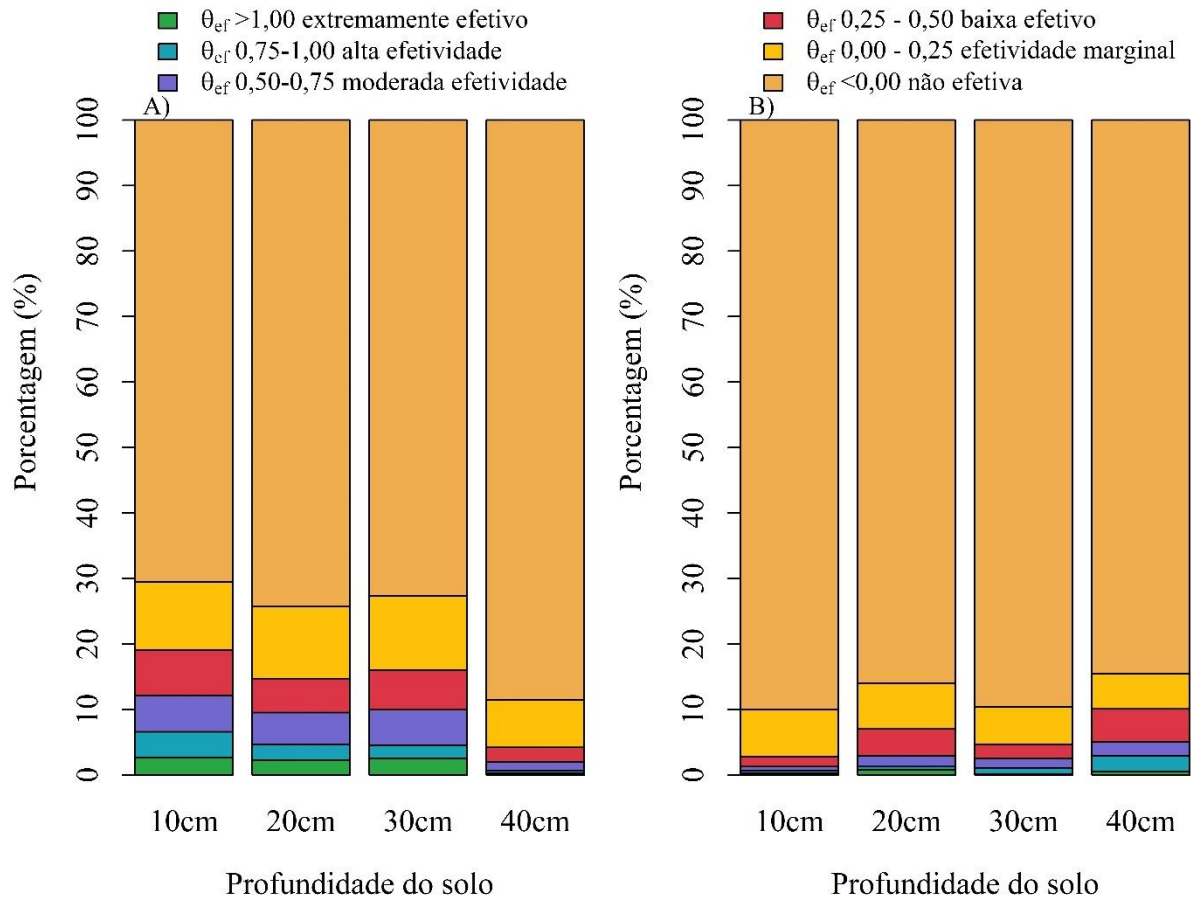
da umidade de acordo com a profundidade do solo, verifica-se que apenas 15% dos dias monitorados tiveram umidade do solo superior ao PM nas profundidades de 10, 20 e 40 cm (Figura 6B, C e E). Na profundidade de 30 cm, apenas 8% das medidas foram superiores ao PM (Figura 6D). Esses resultados evidenciam que a MBP passou mais tempo em condições hídricas limitantes do que a MBC, visto que para as camadas mais superficiais do solo a MBC apresentou pelo menos 50% das medidas acima do PM. Além disso, foi observado baixa frequência de valores de umidade acima da CC, sendo que apenas 0,1% das medidas superaram os valores da CC nas profundidades de 10, 20 e 40 cm (Figura 6B, C e E). Em relação ao regime hídrico, a umidade do solo segue o mesmo padrão observado na MBC.



**Figura 6.** Dinâmica temporal da umidade do solo (A) e frequência de distribuição acumulada da umidade do solo para as profundidades de 10 cm (B), 20 cm (C), 30 cm (D) e 40 cm (E) na microbacia ocupada com pastagem no Semiárido do Brasil. CC é a umidade na capacidade de campo e PM é a umidade no ponto de murcha permanente.

Ao analisar a umidade efetiva do solo das microbacias, encontra-se que para as camadas de 10, 20 e 30 cm da MBC cerca de 70% dos valores de umidade do solo registrados são considerados não efetivos para o desenvolvimento das plantas (Figura 7A). Essa situação é ainda mais extrema na MBP, que de uma forma geral tem mais de 85% das medidas de umidade consideradas não efetivas (Figura 7B). Considerando as faixas de umidade efetiva em que as plantas não sofrem com limitação hídrica (moderada, alta e extremamente efetiva), as camadas mais superficiais do solo (10, 20 e 30 cm) da MBC apresentam pouco mais de 10% de ocorrência, enquanto na MBP menos de 4% de frequência. Esses resultados corroboram com as análises de frequência acumulada da umidade do solo (Figuras 5 e 6), onde também foi

identificado que a pastagem passou por condições hídricas mais limitantes durante o período estudado.



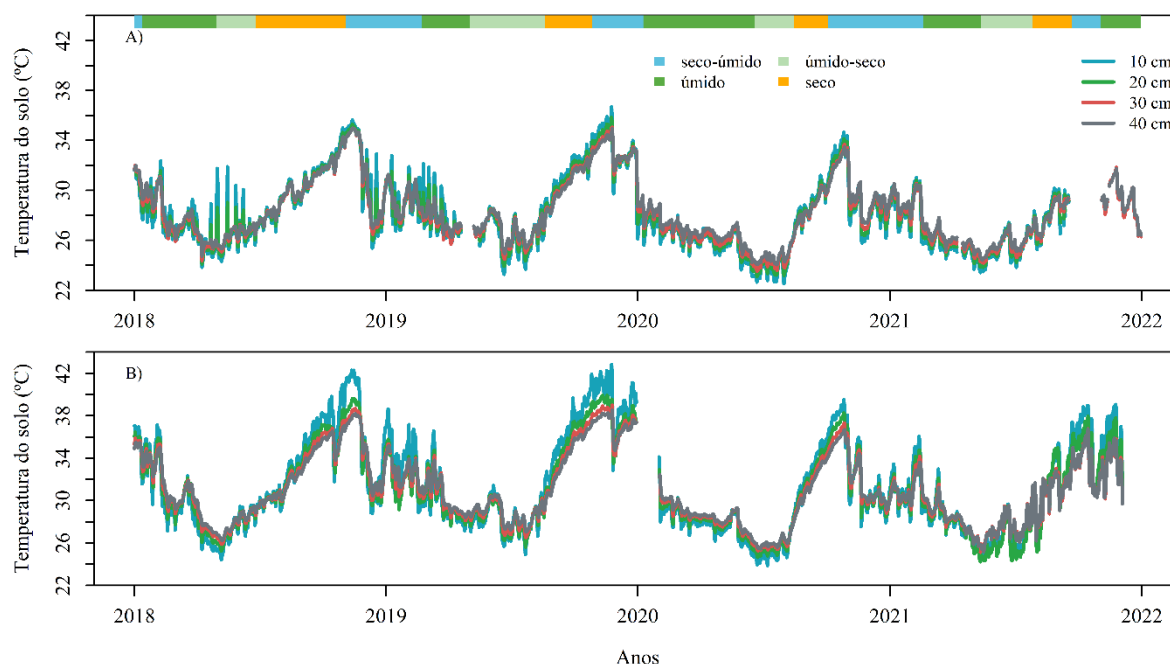
**Figura 7.** Umidade efetiva do solo ( $\theta_{ef}$ ) para o período de 2018-2021 em microbacia ocupada com Caatinga (A) e pastagem (B) no Semiárido do Brasil.

### 3.4 Temperatura do solo

Na Figura 8A, é apresentada a sazonalidade da temperatura do solo média diária nas profundidades de 10, 20, 30 e 40 cm da MBC. Observa-se que a temperatura do solo oscilou entre 22,5 e 36,7 °C, sendo que durante os períodos com menor lâmina de chuva (seco e seco-úmido) a temperatura de todas as camadas do solo aumentou significativamente. De uma forma geral, na maioria das medições as profundidades de 10 e 20 cm apresentaram maiores valores de temperatura média diária, sendo que essas camadas também tiveram maiores amplitudes. Vale salientar que a temperatura do solo a 30 e 40 cm segue a mesma dinâmica das camadas superiores, sendo que as camadas mais profundas possuem uma amplitude térmica inferior. Na MBP a temperatura do solo apresentou uma maior amplitude (23,8 e 42,8 °C), assim como na MBC, as camadas mais superficiais do solo (10 e 20 cm) registraram os maiores valores de temperatura (Figura 8B). Além disso, foi observado que durante os períodos seco e seco-úmido,

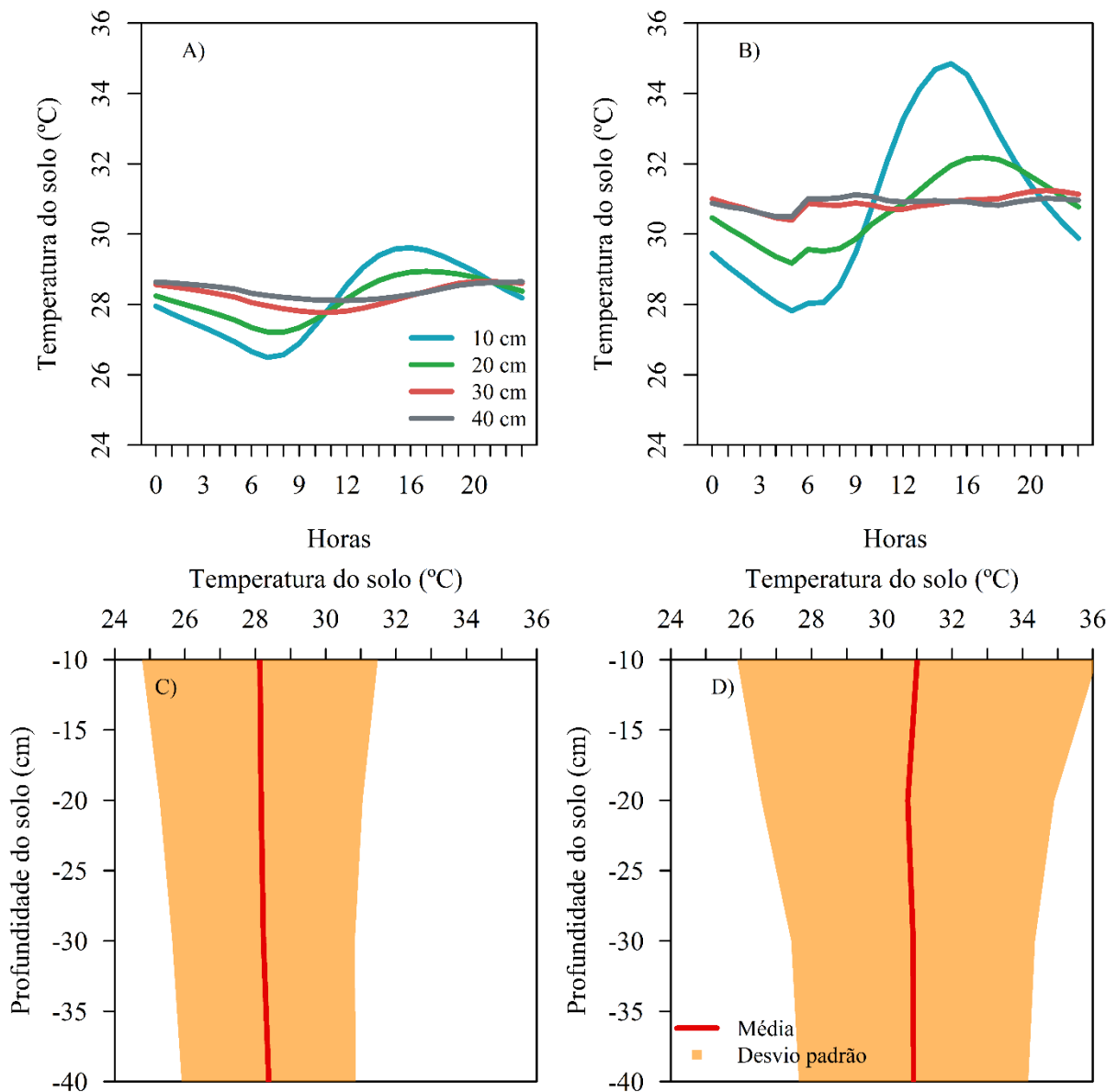


a temperatura do solo atinge os maiores valores (superando os 36 °C, o maior valor encontrado na MBC).



**Figura 8.** Dinâmica temporal da temperatura do solo em microbacia com Caatinga(A) e microbacia com pastagem (B) no Semiárido do Brasil.

Analisando a temperatura do solo média ao longo do dia nas profundidades de 10, 20, 30 e 40 cm na MBC, verifica-se que a profundidade de 10 cm possui a maior amplitude ao longo do dia (26,4 a 29,6 °C), seguida pela profundidade de 20 cm (27,2 a 28,9 °C), 30 cm (27,7 a 28,6 °C) e 40 cm (28,1 a 28,5 °C) (Figura 9A). Ademais, observa-se que o momento em que ocorrem as temperaturas máximas e mínimas é diferente entre as profundidades. Enquanto as camadas mais superficiais (10 e 20 cm) possuem a menor temperatura entre 5 e 7 horas e a maior temperatura entre 14 e 16 horas, as camadas de solo mais profundas (30 e 40 cm) registram a menor temperatura entre 10 e 12 horas e as maiores temperaturas entre 22 e 0 horas. Na MBP, as camadas mais profundas (30 e 40 cm) apresentaram uma moderada oscilação na temperatura ao longo do dia (Figura 9B). A profundidade de 20 cm, também apresenta menor amplitude térmica do que na MBC. Enquanto, na profundidade de 10 cm foi registrada temperatura máxima de 34,8 °C (entre 14 e 15 horas) e temperatura mínima de 27,8 °C (entre 4 e 5 horas), sendo essa amplitude cerca de 4°C superior à MBC (Figura 9A).

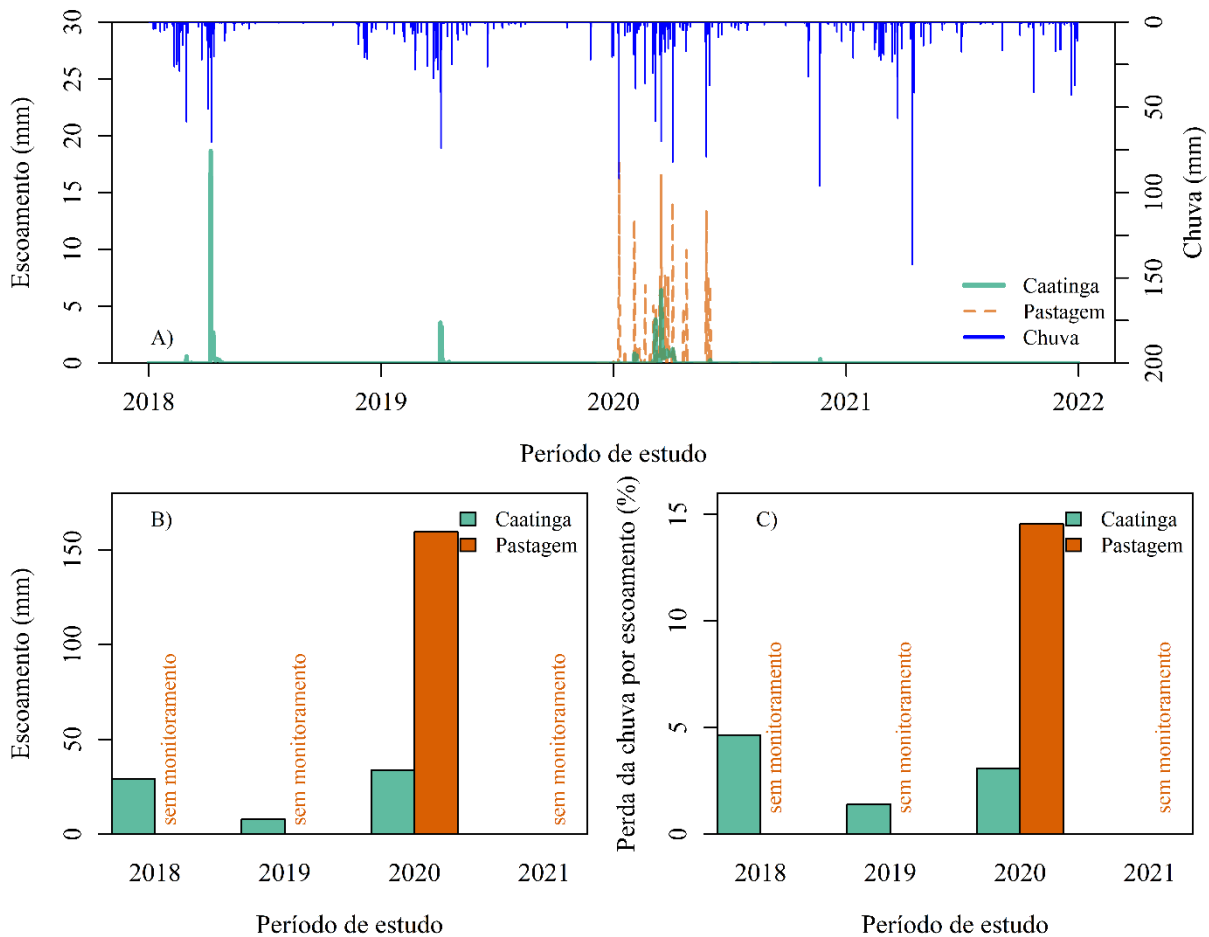


**Figura 9.** Dinâmica da temperatura média do solo ao longo do dia em microbacia com Caatinga (A) e microbacia com pastagem (B); temperatura média do perfil do solo de microbacia com Caatinga (C) e microbacia com pastagem (D) no Semiárido do Brasil.

Na Figura 9C, é apresentada a temperatura média (e desvio padrão) do perfil de solo da MBC, sendo observado uma temperatura média entre 28,1 e 28,4 °C, e que o desvio padrão da temperatura diminui com a profundidade do solo. Na MBP, a temperatura média do perfil do solo é cerca de 3°C superior a MBC (Figura 9D), sendo encontrada variação de 30,7 a 31 °C. Assim como na MBC, quanto maior a profundidade, menor a amplitude da temperatura do solo.

### 3.5 Escoamento superficial

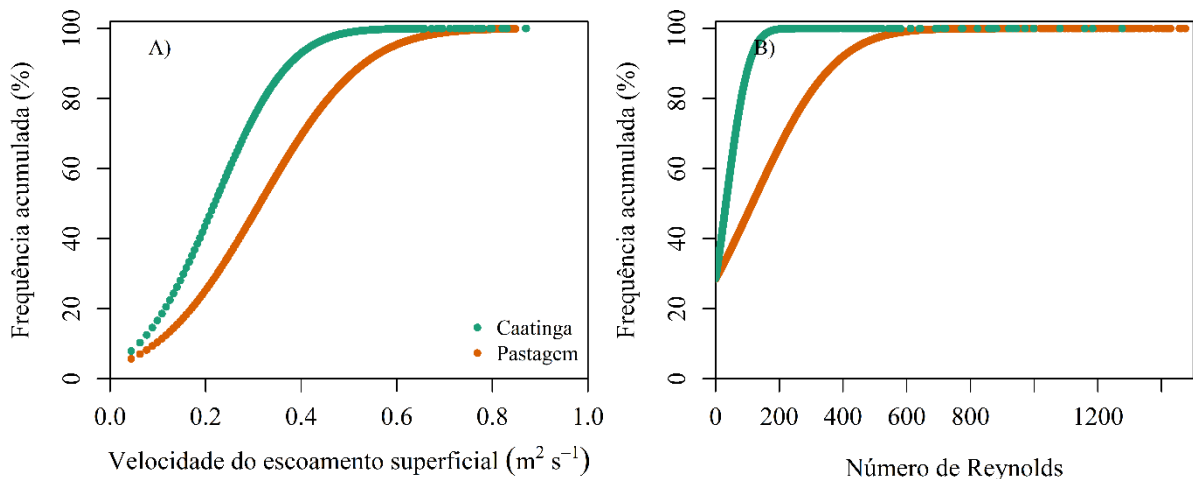
A dinâmica do escoamento superficial nas microbacias estudadas é apresentada na Figura 10A, sendo observado que o maior evento de escoamento superficial na MBC foi de 18,61 mm e na MBP foi de 14,06 mm. Na MBC, foi registrado escoamento de forma ininterrupta durante alguns dias de 2018, 2019 e 2020, sendo que durante o ano de 2020 foi registrado pouco mais de 30 dias consecutivos com escoamento (Figura 10A). Esses dias consecutivos com escoamento, estão relacionados aos eventos de chuva que ocorreram com certa proximidade, contribuindo para que a umidade do solo permanecesse elevada (acima da CC), favorecendo o processo de escoamento subsuperficial. Enquanto na MBP não foi registrado escoamento em dias consecutivos, em razão da não contribuição do escoamento subsuperficial. Ademais, apesar de ocorrer chuva anual acumulada acima da normal climatológica, não foram registrados eventos de escoamento durante o ano de 2021 na MBC.



**Figura 10.** Dinâmica temporal do escoamento superficial (A) lâmina de escoamento superficial anual (B) e porcentagem da chuva perdida por escoamento superficial (C) em microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil.

A perda anual devido ao escoamento superficial na MBC foi de 29,17 mm (2018), 7,93 mm (2019) e 33,64 mm (2020) (Figura 10B). Enquanto na MBP (que foi monitorada apenas em 2020), foi registrado 159,41 mm de perda por escoamento superficial, sendo esse valor 4,7 vezes superior à perda registrada na MBC no mesmo ano. Em relação a porcentagem da chuva perdida por escoamento, a MBC chegou a perde no máximo 4,6%, enquanto na MBP a perda alcançou 14,5% da chuva (Figura 10C).

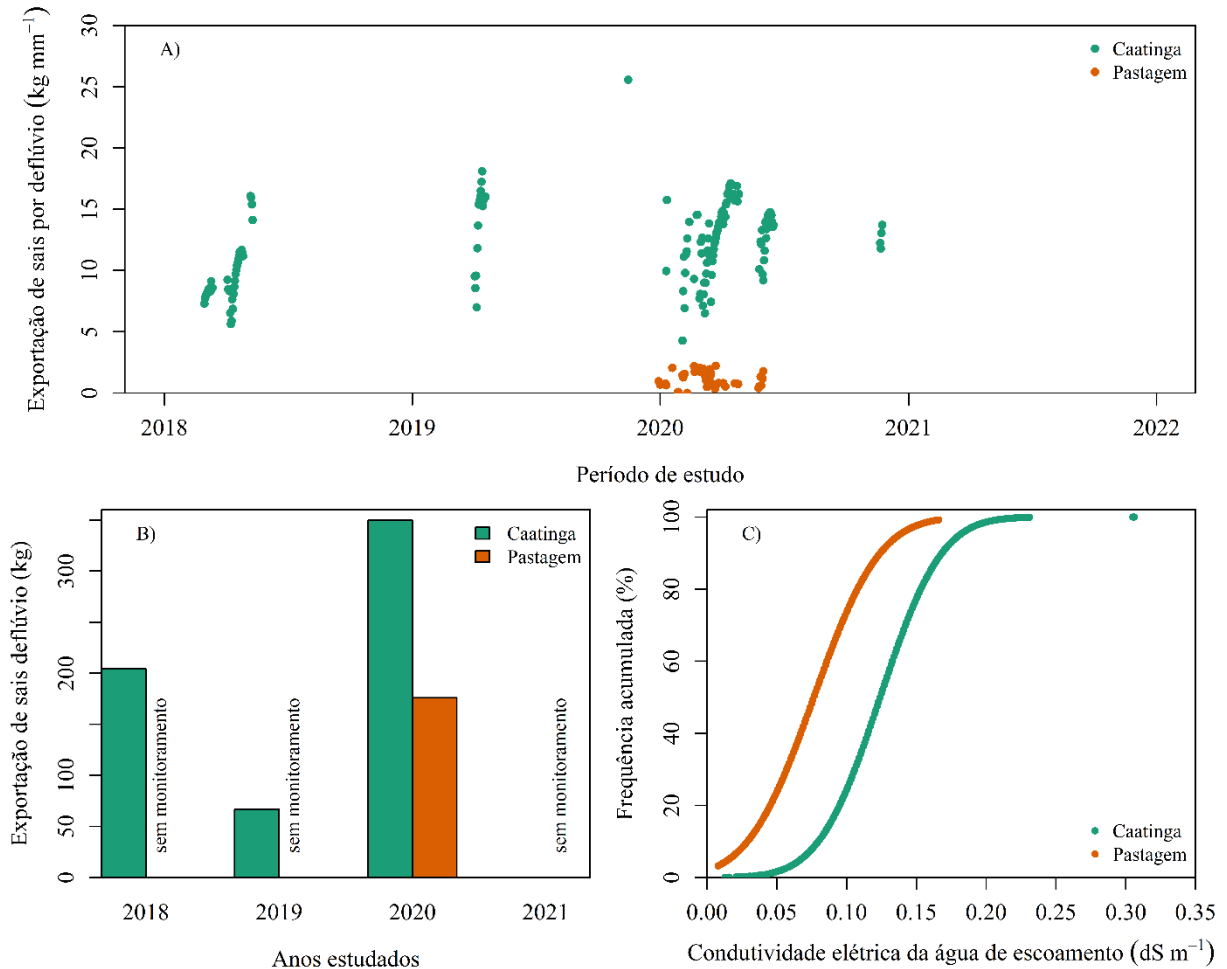
Por apresentar maior escoamento superficial, a MBP expressou maiores valores de velocidade do escoamento e número de Reynolds (Figura 11). Na MBC, 50% dos valores de velocidade registrados são superiores a  $0,22 \text{ m s}^{-1}$ , sendo que na mesma condição a MBP apresentou velocidades superiores a  $0,31 \text{ m s}^{-1}$  (valor 40% superior ao registrado na MBC) (Figura 11A). Analisando o Número de Reynolds, foi constatado que 50% dos valores na MBC são superiores a 33, enquanto na MBP esse valor é 3,66 vezes superior (chegando a 120) (Figura 11B). Ademais, destaca-se que o número de Reynolds chega a valores superiores a 375 para cerca de 10% dos valores registrados na MBP.



**Figura 11.** Distribuição de frequência acumulada da velocidade do escoamento superficial (A) e do número de Reynolds do escoamento superficial (B) em microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil

A dinâmica temporal da exportação de sais através do escoamento é apresentada na Figura 12A. A MBC apresentou uma exportação superior à MBP, sendo que a perda de sais na MBC oscilou entre  $4,26$  e  $25,55 \text{ kg mm}^{-1}$ , enquanto na MBP a variação foi de  $0,001$  a  $2,21 \text{ kg mm}^{-1}$ . Dessa forma, a MBC apresentou a maior perda de sais anual, flutuando de  $66,7$  a  $349,8 \text{ kg ano}^{-1}$ . Portanto, a MBC demonstrou uma exportação de sais 1,98 vezes superior à MBP para o ano de 2020 (Figura 12B). Analisando a condutividade elétrica (CE), foi observado que na MBC a CE oscilou de  $0,013$  a  $0,305 \text{ dS m}^{-1}$ , sendo que 50% dos valores de CE para essa

microbacia foram superiores a  $0,124 \text{ dS m}^{-1}$  (Figura 12C). Enquanto na MBP a CE oscilou de  $0,008$  a  $0,166 \text{ dS m}^{-1}$ , sendo que 50% dos dados de CE são superiores a  $0,077 \text{ dS m}^{-1}$  (diferença na ordem de 61% em relação à MBC).

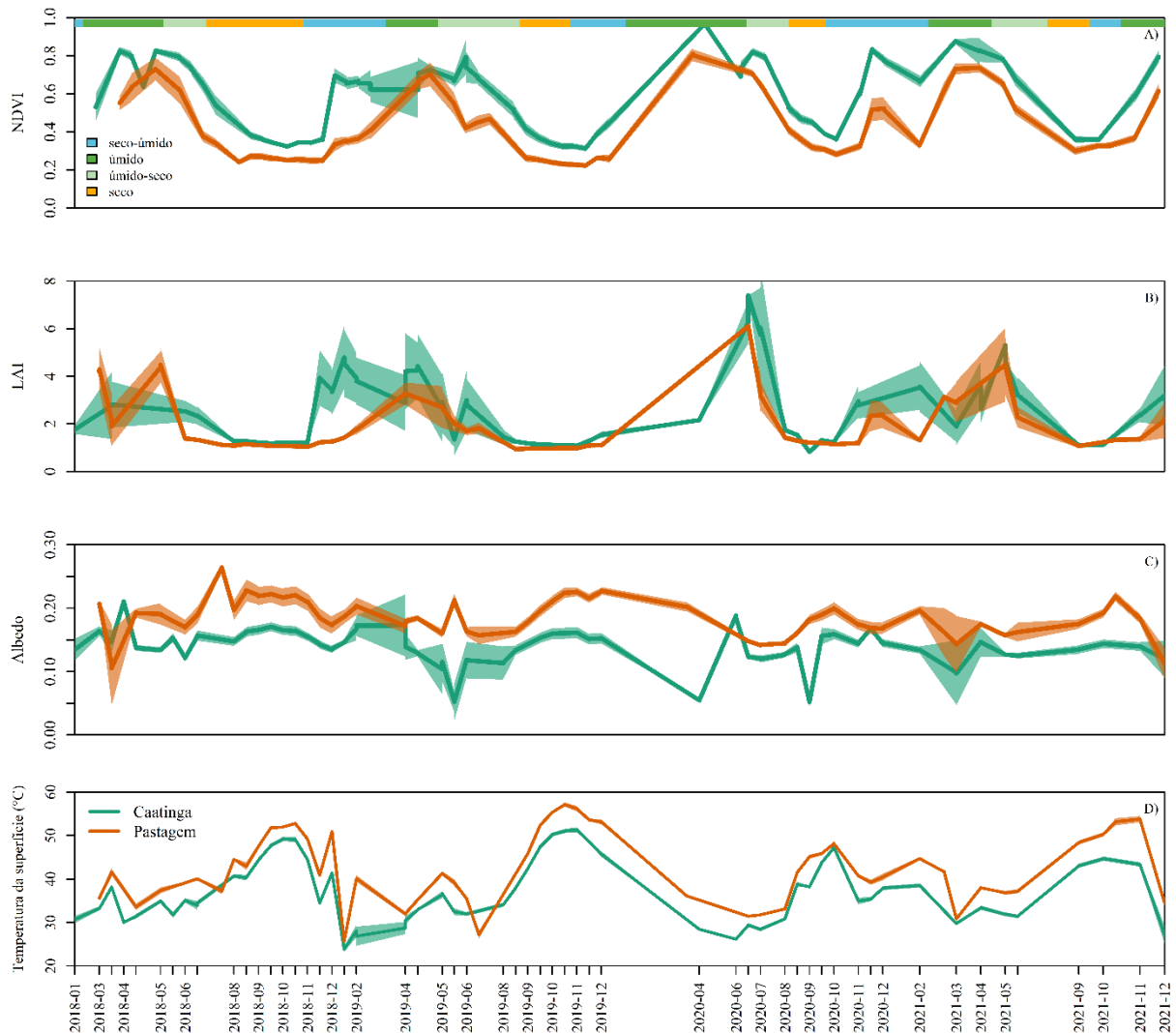


**Figura 12.** Dinâmica temporal da quantidade de sais que exportados por escoamento (A) quantidade de sais perdidos anualmente por escoamento superficial (B) e frequência acumulada da condutividade elétrica da água de escoamento (C) em microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil.

### 3.6 Índices de vegetação

A dinâmica temporal dos índices biofísicos NDVI, LAI, albedo e temperatura da superfície das microbacias estudadas é apresentada na Figura 13. O NDVI da MBC oscilou entre 0,31 e 0,96, sendo superior ao NDVI registrado na MBP (que oscilou entre 0,20 e 0,80) (Figura 13A). Durante o período de estudo, o NDVI médio da MBC foi de 0,58, enquanto na MBP o NDVI médio foi 25% menor (chegando a 0,43). O LAI apresenta comportamento semelhante ao NDVI, ou seja, na MBC apresenta maiores valores durante o período estudado (Figura 13B). Tanto o NDVI como o LAI (independente da microbacia) aumentam durante o período chuvoso e decrescem no período seco, sendo que o NDVI da MBC se mantém superior

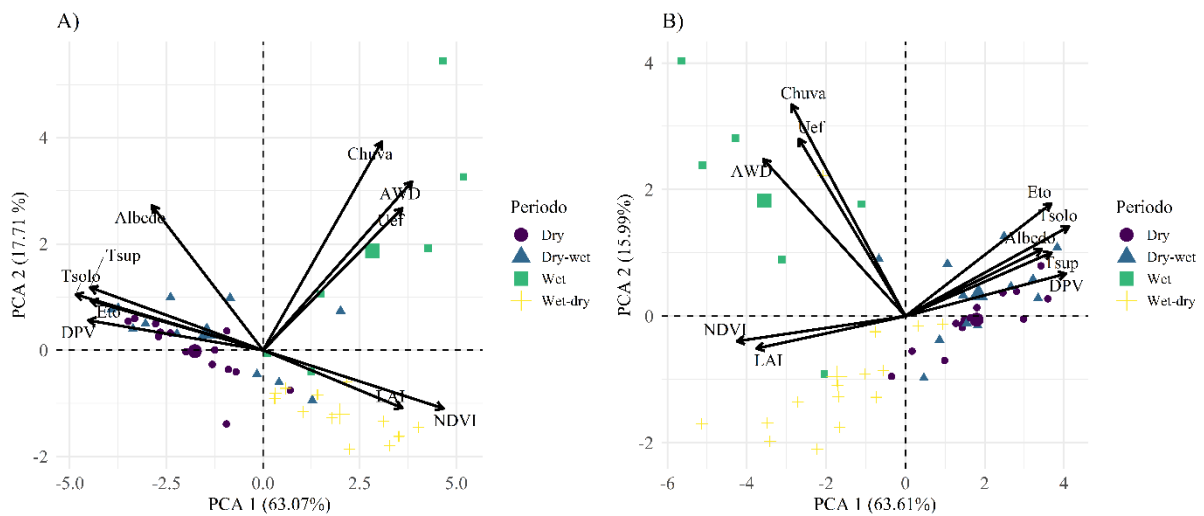
mesmo nos períodos secos (Figura 13A e B). O NDVI e LAI começam a aumentar durante o período seco-úmido e atinge maiores valores no terço final do período úmido.



**Figura 13.** Distribuição temporal dos índices de vegetação NDVI (A), LAI (B), albedo (C) e temperatura da superfície (D) em microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido do Brasil.

O albedo da MBC oscilou entre 0,05 e 0,21, enquanto o albedo da MBP variou entre 0,10 e 0,27 (Figura 13C). Além de apresentar um maior albedo, a MBP mostrou uma maior estabilidade, ou seja, não apresentou variação significativa entre os períodos chuvosos, secos e intermediários. Em relação à temperatura da superfície, a MBP também apresentou maiores valores durante o período de estudo (Figura 13D). A temperatura da superfície na MBC oscilou entre 23,8 e 51,3 °C, enquanto na MBP a variação foi de 25,7 a 57,1 °C, sendo os maiores valores observados durante os períodos secos e secos-úmidos. Além disso, a MBP apresenta uma temperatura média 5 °C superior à MBC.

Na Figura 14 é apresentada a análise de componentes principais (PCA) de variáveis hidrometeorológicas e biofísicas da vegetação nas microbacias estudadas, sendo explicado cerca de 80% da variação dos dados através das componentes 1 e 2. Para as condições da MBC, foram formados três grupos de variáveis, sendo que um grupo é formado por variáveis que têm forte associação com a chuva (AWD e umidade efetiva) (Figura 14A), sendo que os maiores valores dessas variáveis ocorrem durante o período úmido. Outro grupo é formado pelos índices NDVI e LAI, que possuem moderada associação com a AWD e umidade efetiva, sendo que neste quadrante há uma predominância de dados oriundos do período úmido-seco. O terceiro grupo de variáveis (formado por DPV, albedo, temperatura do solo e temperatura da superfície) tem sentido inverso ao NDVI e LAI, ou seja, quando ocorre aumento deste terceiro grupo a vegetação perde as folhas, pois ocorre redução de NDVI e LAI. No quadrante em que está localizado o terceiro grupo de variáveis, existe predominância de dados provenientes dos períodos seco e seco-úmido. A PCA da MBP é bastante semelhante à MBC (também formando três grupos de variáveis), sendo que para as condições da MBP foram encontradas associações mais fortes entre albedo com temperatura do solo, temperatura da superfície, DPV e ETo (Figura 14B).



**Figura 14.** Análise de componentes principais de variáveis hidrometeorológicas e biofísicas da vegetação em microbacia com Caatinga (A) e microbacia com pastagem (B) no Semiárido do Brasil. AWD é o déficit de água da atmosfera, Uef é a umidade efetivas do solo, Tsup é a temperatura da superfície, Tsolo é a temperatura do solo, ETo é evapotranspiração de referência e DPV é o déficit de pressão de vapor.

## **4. Discussões**

### **4.1 Distribuição da chuva e DPV**

Apesar da chuva anual acumulada ser próxima ou superior à normal climatológica, os regimes hídricos tiveram dimensão distinta entre os anos estudados, esse resultado evidencia a sazonalidade das chuvas no Semiárido. A distribuição das chuvas afeta a fenologia e fisiologia das plantas (SOUZA et al., 2020). Marques et al. (2020) estudando parâmetros biofísicos no Semiárido do Brasil, encontraram alteração nas relações da condutância estomática com NDVI e IAF em função da distribuição das chuvas. A transição do período úmido para o seco, que sempre está associada a um aumento do DPV, deixa as plantas sob condições de estresse (ocorre aumento na demanda por água, contudo a umidade do solo está em condições críticas) provocando danos fisiológicos à vegetação e queda das folhas (QUEIROZ et al., 2019; VICO et al., 2015).

A dinâmica de distribuição da chuva também afetou o DPV, sendo que durante os anos que tiveram chuva abaixo da média histórica, o DPV na MBP foi superior ao da MBC, enquanto nos anos que tiveram chuva acima da média o DPV para as duas microbacias foi similar (Figura 3). Como o DPV indica o grau de secura da atmosfera e é extremamente associado à ETo (Figura 14), fica demonstrado que o microclima criado para as condições da MBP favorece a perda de água. A remoção da vegetação Caatinga modifica o balanço de radiação (reduzindo o calor latente e aumentando o calor sensível), ocasionando aumento de temperatura e redução da umidade relativa do ar, esses fatores quando somados promovem o aumento no DPV em áreas com a presença de pastagem (SILVA et al., 2017, 2021).

### **4.2 Efeito da cobertura vegetal nas propriedades do solo**

A menor capacidade de condução de água na MBP (menor  $K_s$  e  $S$  em todas as profundidades do solo) está associada ao intenso pisoteio animal a que uma pastagem é submetida. Uma elevada pressão de pastejo promove a compactação do solo, o aumento da densidade do solo e a redução da macroporosidade, esses fatores favorecem a redução da capacidade de infiltração de água no solo, ocasionando mudanças no ciclo hidrológico. Por outro lado, em área com Caatinga ocorrem processos que favorecem a infiltração de água no solo, como o maior teor de matéria orgânica, os macroporos criados pelas raízes das plantas e o amortecimento da energia da chuva pela copa das árvores (ANDRADE et al., 2020; LEITE et al., 2018; ZHANG; SHANGGUAN, 2016).

Em uma análise espacial das propriedades hidrodinâmicas do solo Oliveira Junior et al. (2014), encontraram que o  $K_s$  em área de Caatinga foi quase o dobro registrado em uma pastagem. Essa tendência também foi encontrada por Alcântara et al. (2021) que determinaram



o  $K_s$  por modelagem inversa em área de Caatinga e pastagem. O  $K_s$  e o  $H_g$  são as propriedades hidrodinâmicas do solo que possuem uma maior dispersão, isso ocorre por essas propriedades serem mais sensíveis a mudanças na estrutura do solo (SOUZA et al., 2017).

Em relação à retenção de água no solo, os maiores valores de CC foram observados na MBP. Um fator que explica esse resultado é o maior teor de argila no solo da MBP (Tabela 1), uma vez que existe uma forte associação entre CC e teor de argila do solo, devido à maior adsorção de água no solo promovido pelos minerais de argila (SILVA et al., 2021; SOUZA et al., 2017). Ademais, a compactação do solo da pastagem, causada pelo pisoteio animal, promove o surgimento de microporos, que favorecem a retenção de água no solo (BATISTA et al., 2020). Contudo, deve-se ressaltar que a quantidade de água disponível no solo é semelhante para as microbacias estudadas (Tabela 4). Ou seja, em termos de capacidade de água disponível para as plantas, os solos das duas microbacias esboçam o mesmo potencial de disponibilizar água para as plantas.

#### *4.3 Interação cobertura do solo, propriedades do solo e dinâmica da umidade do solo*

A cobertura dos solos das microbacias, influenciaram na dinâmica da umidade do solo, sendo que a MBC apresentou maior frequência de valores de umidade do solo do na faixa da água disponível em comparação à MBP (Figuras 4 e 5). Ou seja, a MBP apresentou uma maior frequência de eventos estressantes para as plantas, contribuindo para reduzir de forma significativa a evapotranspiração na MBP. Silva et al. (2017) estudando fluxos de água em áreas de Caatinga e pastagem, encontraram que a Caatinga apresenta evapotranspiração 60% superior a uma pastagem em processo de degradação. Uma maior umidade do solo em área de Caatinga também foi relatada nos estudos de Queiroz et al. (2020), que estudaram a estabilidade da umidade do solo em diferentes paisagens do Semiárido do Brasil.

A vegetação Caatinga influencia de diferentes formas para que a MBC apresente os maiores valores de umidade. Primeiramente, deve-se considerar que a presença da vegetação nativa apresentam o potencial de amortecer o impacto das gotas de chuva sobre o solo, realizar o aporte de matéria orgânica ao solo e a formação de bioporos pelas raízes, sendo que esses fatores favorecem o processo de infiltração de água no solo (LEITE et al., 2018; ZHANG; SHANGGUAN, 2016). No presente estudo, o escoamento superficial na MBP foi 4,8 vezes superior ao registrado na MBC (Figura 10). Além de favorecer a infiltração de água, a vegetação nativa realiza aporte de serrapilheira, formando uma barreira que reduz a perda de água por evaporação do solo (QUEIROZ et al., 2019). Ademais, deve-se considerar que a maioria das espécies vegetais que compõem as florestas sazonalmente secas possui mecanismos morfológicos, fisiológicos e bioquímicos para restringir a perda de água pelo processo de

transpiração (MENDES et al., 2020; VICO et al., 2015). Desse modo, a vegetação Caatinga tende a demandar menos água, contribuindo para a manutenção da umidade do solo por mais tempo.

Na MBP, a vegetação presente não apresenta potencial para reduzir o escoamento superficial e evaporação do solo. Além disso, deve-se considerar que áreas de pastagem têm elevada evapotranspiração durante o período chuvoso, devido às gramíneas crescerem de forma rápida e as áreas de solo exposto/vegetação espaça perderem água rapidamente por evaporação do solo (BEZERRA; VIEIRA; RIBEIRO, 2021; OLIVEIRA et al., 2021). Vale salientar que o maior DPV encontrado na MBP (Figura 3A) tende a potencializar as perdas de água desta microbacia. Além disso, deve-se considerar que, devido aos baixos valores de  $K_s$  encontrados na MBP (Figura 4 e Tabela 4), é possível afirmar que essa microbacia apresenta dificuldades para a redistribuição de água ao longo do perfil do solo. Assim, a água que infiltra no solo tende a ficar armazenada nas camadas mais superficiais do solo, onde ocorre uma maior densidade de raízes e troca de energia com a atmosfera, sendo que esses fatores favorecem a perda de água por evapotranspiração. Alcântara et al. (2021), realizando estudos sobre a modelagem de componentes do balanço hídrico através do Hydrus-1D, encontraram maior perda por evaporação do solo em área com pastagem no Semiárido.

Poucos registros de umidade do solo acima da capacidade de campo nas microbacias estudadas (Figuras 5 e 6), sugerem que uma baixa quantidade de água pode ter sido perdida por drenagem profunda. Alcântara et al. (2021) encontraram poucos registros de drenagem profunda em áreas de Caatinga e pastagem. O fato de a condutividade hidráulica do solo reduzir e as forças de retenção aumentarem com a profundidade do solo (Figura 4 e Tabela 4), contribuem para que o processo de redistribuição de água no solo seja lento no perfil do solo. Desse modo, uma pequena quantidade de água tende a ser perdida por drenagem profunda. Na MBP, a camada de 40 cm foi a que apresentou mais registros de umidade entre PM e CC, possivelmente o sistema radicular das plantas presentes nessa microbacia não conseguiram extrair água de forma satisfatória nesta camada. Esse resultado pode estar relacionado ao histórico agrícola da MBP, que devido ao preparo mecanizado do solo pode ter compactado o solo entre 30-40 cm de profundidade, gerando um impedimento para a penetração das raízes.

Por fim, mudanças na cobertura do solo promoveram modificações na dinâmica de umidade do solo devido ao papel da vegetação no amortecimento da chuva, infiltração e redistribuição da água no solo, sombreamento da superfície, aporte de serrapilheira, distribuição e densidade de raízes, melhoria das propriedades do solo e evapotranspiração. A presença da

vegetação desempenha um papel fundamental na regulação do ciclo hidrológico e na manutenção da umidade do solo, através de uma série de interações e processos que afetam a disponibilidade de água para as plantas e perda de água por evapotranspiração.

#### *4.4 Influência da vegetação na temperatura do solo*

Em geral, a estrutura da vegetação Caatinga promoveu efeitos de resfriamento e proteção do solo, evitando valores elevados de temperatura do solo como os que ocorreram na MBP (Figuras 7 e 8). Áreas com floresta possuem menor temperatura do solo devido à copa das árvores realizarem interceptação da radiação solar direta (SCHWEN; ZIMMERMANN; BODNER, 2014). Enquanto áreas de pastagem têm baixa eficiência na interceptação da radiação solar direta, devido à predominância de vegetação herbácea e à presença de solo descoberto. Essas características influenciam no balanço de radiação, pois mais energia passar a ser absorvida pela superfície, promovendo aumento dos fluxos de calor sensível e calor do solo, conseqüentemente ocorrendo incremento na temperatura do ar e do solo (SILVA et al., 2017). Ademais, durante os períodos secos, a falta de folhagem na Caatinga é compensada pelo depósito de serrapilheira, que fornece uma barreira de proteção contra a ação direta da radiação solar.

Os índices biofísicos, albedo e temperatura da superfície, corroboram para explicar a influência do tipo de cobertura na temperatura do solo. O albedo foi sempre superior na MBP (Figura 13C), indicado que esse tipo de cobertura absorve mais energia, enquanto na MBC ocorre uma maior reflectância, assim menos energia fica disponível para o aquecimento do ar e solo (JARDIM et al., 2022). Em função da maior disponibilidade de energia, a MBP apresentou maior temperatura da superfície durante o período de estudo (Figura 13D). Ademais, é observado uma forte associação entre temperatura da superfície e temperatura média do perfil de solo na MBC (Figura 14A). Enquanto na MBP é observado forte associação entre temperatura do solo, temperatura da superfície e albedo (Figura 14B).

A amplitude da temperatura do solo nas camadas mais superficiais foi sempre superior (Figura 9), devido à proximidade com a atmosfera, favorecendo os processos de troca de energia. Já para as camadas mais profundas do solo, a variação térmica depende principalmente da condutividade térmica do solo, que é influenciada principalmente pela textura e conteúdo de água no solo. No solo da MBP, as profundidades de 30 e 40 cm, registraram baixa amplitude térmica ao longo do dia (Figura 9B). Dois fatores podem contribuir para essa resposta: uma limitação relacionada as propriedades térmicas do solo (não favorecendo uma rápida condução térmica entre superfície e profundidade), e/ou o menor conteúdo de água no solo da MBP (Figura 6), pois a umidade elevada aumenta a condução térmica.

#### *4.5 O papel da vegetação no controle do escoamento superficial*

A cobertura vegetal com Caatinga exerceu importante função na redução do escoamento superficial, registrando perdas por escoamento 4,7 vezes menores do que a MBP (Figura 10). Araújo Neto et al. (2012) encontram que uma microbacia com pastagem apresenta um coeficiente de escoamento 68% superior ao de uma microbacia com Caatinga. Andrade et al. (2020) estudando respostas hidrológicas em uma microbacia com Caatinga entre os anos de 2008-2017, encontraram perdas por escoamento entre 0,9% e 13,9% da chuva. Sob condições de chuva simulada, uma área de pastagem apresentou lâmina escoada 200% superior à de uma Caatinga preservada (SILVA et al., 2019b).

Em áreas com Caatinga, as copas das árvores e arbustos reduzem o impacto das gotas de chuva na superfície do solo, aumentando o potencial de infiltração da água no solo (ANDRADE et al., 2017). Além disso, a Caatinga promove melhorias nas propriedades hidráulicas do solo devido ao aporte de matéria orgânica e à formação de bioporos pelas raízes das plantas, que aumentam a capacidade de condução de água no solo (LEITE et al., 2018). No presente estudo, foram encontrados maiores valores de sorvidade,  $K_s$  e curva de condutividade hidráulica na MBC (Tabela 4 e Figura 3B). Assim, é possível afirmar que a MBP tem maior escoamento superficial, devido à vegetação herbácea possuir baixa eficiência em amortecer o impacto da chuva e aos menores valores das propriedades hidráulicas do solo, resultando em uma menor infiltração e redistribuição de água no solo.

Na MBC o escoamento é concentrado em pouco eventos de chuva, ou pode não ocorrer como durante o ano de 2021, sendo que durante esse ano ocorreram eventos de chuva na ordem de 80 e 140 mm (Figura 10). Figueiredo et al. (2016) estudando microbacia com Caatinga, encontram um escoamento de 1,2 mm para uma chuva de 112 mm. O processo de formação de escoamento superficial, depende principalmente da intensidade da chuva e umidade do solo antecedente ao evento de chuva (ANDRADE et al., 2018; SANTOS et al., 2016). Portanto, para que o escoamento superficial seja formado, a intensidade da chuva necessita superar a capacidade de infiltração de água no solo, que é diretamente influenciada pela umidade do solo (quanto menor a umidade do solo maior a capacidade de infiltração). Assim, é importante o monitoramento das características das chuvas e da umidade do solo para entender o processo que promoveu um determinado evento de escoamento superficial.

Ademais, no caso do escoamento em microbacias, deve-se considerar o comprimento e a vegetação presente na rede de drenagem, pois a presença de árvores/arbustos podem oferecer resistência hidráulica ao escoamento superficial, podendo retardá-lo ao ponto de não alcançar o exultório (SILVA et al., 2022). A análise conjunta do valor limiar de intensidade e da

condutividade hidráulica de uma bacia mostra que a margem e a calha de escoamento são os compartimentos onde a conectividade é frequentemente quebrada, devido ao alto potencial de infiltração associada à resistência hidráulica ao escoamento (FIGUEIREDO et al., 2016; MEDEIROS et al., 2010).

De acordo com as características hidráulicas do escoamento, por apresentar menores valores de velocidade de escoamento e do número de Reynolds ( $Re$ ) (Figura 11), a MBC apresenta maior resistência ao escoamento. A velocidade média do escoamento foi 47% maior na MBP, enquanto o  $Re$  foi 5,37 vezes superior na MBP. A velocidade de escoamento é inversamente correlacionada com a densidade de plantas na calha de escoamento (SILVA FILHO et al., 2019), sendo que quanto menor a velocidade de escoamento, maior infiltração de água na calha de escoamento. Cantalice et al. (2021) estudando características hidráulicas do escoamento superficial no Semiárido, encontraram  $Re$  de 41 para Caatinga e 106 para solo com vegetação herbácea. Quanto menor o  $Re$  maior é o atrito, ou seja, mais resistência hidráulica ao escoamento superficial (PAN et al., 2016). Densidade de plantas, características da folhagem e do caule são os parâmetros vegetais mais significativos que influenciam a resistência hidráulica do escoamento (LI et al., 2014). Baixos valores de velocidade e  $Re$ , também estão associados ao escoamento subsuperficial registrado na MBC, esse tipo de escoamento por ser formado a partir da saturação do solo tende a apresentar característica laminar.

Apesar da MBC apresentar uma menor perda de água por escoamento, essa microbacia possui uma exportação de sais superior à MBP (Figura 12B). Essa maior exportação está associada a uma maior CE da água de escoamento da MBC (Figura 12C). O incremento na CE está associada aos nutrientes presentes no solo, que são dissolvidos na água que infiltra no solo e carregados para o exultório por escoamento subsuperficial (HOSSEINI; BAILEY, 2022). Assim, os menores valores de CE no escoamento da MBP estão associados ao tipo de escoamento hortoniano (predominante na MBP). Esse tipo de escoamento é formado quando a intensidade da chuva supera infiltração, o que reduz a dissolução de sais do solo. Outro fator que precisa ser considerado é que, devido a MBP está sob atividades agropecuárias há vários anos, uma parte considerável dos nutrientes presentes no solo, podem ter sido exportados pelas culturas ou removidos por escoamento superficial/erosão.

#### *4.6 Relações entre variáveis hidrológicas e atividade biofísica da vegetação.*

A maior umidade do solo observada na MBC (Figura 5 e 6) influenciou nos maiores valores de NDVI registrados (Figura 13A). À medida que a umidade do solo se mantém acima dos níveis críticos por um período mais prolongados, a vegetação da Caatinga permanece verde por mais tempo, evitando a senescência das folhas (WAGNER et al., 2016). Dessa forma, a

MBC tende a apresentar uma maior evapotranspiração e assimilação de carbono, devido a associação dessas variáveis com o NDVI (MARQUES et al., 2020). O LAI apresenta um padrão semelhante ao NDVI, em razão da estrutura da vegetação (porte arbóreo), e as melhores condições de umidade do solo favorecem um LAI superior na Caatinga em comparação com a pastagem. Ademais, é importante considerar que áreas de pastagem podem apresentar uma redução abrupta no NDVI e LAI, devido à entrada de animais que promoveram desfolha, principalmente sob condições de elevada intensidade de pastejo (SOUZA et al., 2020).

A PCA mostra que os maiores valores de NDVI e LAI ocorrem durante o período úmido-seco (Figura 14), demonstrando que tanto a pastagem como a Caatinga não respondem de forma imediata à chuva. A capacidade do ecossistema de amortecer a variabilidade interanual da chuva é expressa pela estabilidade no calendário das estações de crescimento em comparação com a estação chuvosa, o que resulta em atrasos variáveis (variando de 0 a 2 meses) entre o pico da estação de chuvas e a produção de folhas pela vegetação (SOUZA et al., 2016). O NDVI e o LAI ocorrem inversamente ao quadrante onde estão concentrados os períodos seco e seco-úmido, pois é durante esses períodos que a Caatinga perde as folhas e que a pastagem tanto sofre estresse hídrico como recebe animais para pastejo. O DPV e o fluxo de calor no solo são as principais variáveis meteorológicas que têm associação com a queda de folhas da Caatinga (QUEIROZ et al., 2019). No presente estudo, observou-se que o DPV tem relação inversa com o NDVI e LAI, sendo que o DPV apresenta correlação positiva com a temperatura da superfície e temperatura do solo (Figura 14).

A MBP apresenta maiores valores para a temperatura da superfície, em consequência da vegetação herbácea e de solo descoberto em função do processo de degradação (JARDIM et al., 2022; SANTOS et al., 2020, LIMA et al., 2023). Essa maior temperatura está relacionada às características da pastagem, que contribuem para aumentar o albedo (vegetação esparsa e solo exposto), consequentemente, mais energia é absorvida pela superfície e fica disponível para ser convertida em calor sensível (SOUZA; SANTOS E SILVA; BEZERRA, 2021). Assim, a MBC apresenta potencial termorregulador, pois oferece condições para uma menor temperatura do ar, sendo esse um dos serviços ecossistêmicos fornecidos pela preservação da Caatinga (BORGES et al., 2020).

## **5. Conclusões**

Uma visão integrada entre os processos hidrológicos e biofísicos que ocorrem em microbacias ocupadas com Caatinga e pastagem no Semiárido foi apresentada, bem como o impacto ec hidrológico da substituição da vegetação nativa por pastagem. O processo de

degradação da pastagem promoveu mudanças consideráveis nas propriedades hidrodinâmicas do solo, impactando na redução da infiltração e redistribuição de água no solo, sendo esse um fator chave para explicar as diferenças na dinâmica da água entre as microbacias estudadas.

A substituição da Caatinga por pastagem promoveu mudanças no processo de transferência de água, uma vez que a microbacia com pastagem apresenta maior escoamento superficial e menor umidade do solo. Além disso, a microbacia com Caatinga apresentou resistência hidráulica ao escoamento superficial, o que favorece a infiltração de água na calha de escoamento e uma menor produção de sedimentos.

Além de apresentar um melhor desempenho nos processos hidrológicos, a microbacia com Caatinga apresentou potencial termorregulador, possuindo menor temperatura da superfície e temperatura do solo.

Por fim, implantação de políticas públicas que visem a preservação da Caatinga e a recuperação de áreas degradadas são essenciais, diante da possibilidade de aumento da temperatura do ar e irregularidade na distribuição/intensidade das chuvas.

## **6. Referências**

ALCÂNTARA, L. R. P. et al. Modeling of the Hydrological Processes in Caatinga and Pasture Areas in the Brazilian Semi-Arid. **Water**, v. 13, n. 13, p. 1877, 2021.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 133, n. 4, p. 380–394, 1 ago. 2007.

ALLEN, R. G. et al. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. **FAO**, Rome, 300(9), 1998.

ANDRADE, E. M. et al. Land Use Effect on the CN Model Parameters in a Tropical Dry Environment. **Water Resources Management**, v. 31, n. 13, p. 4103–4116, 1 out. 2017.

ANDRADE, E. M. et al. Ecohydrology in a Brazilian tropical dry forest: thinned vegetation impact on hydrological functions and ecosystem services. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 27, p. 100649, 1 fev. 2020.

ANDRADE, E. M. D. et al. Hydrological responses of a watershed to vegetation changes in a tropical semiarid region. **Revista Caatinga**, v. 31, p. 161–170, mar. 2018.

ARAÚJO NETO, J. R. et al. Otimização do número de curva (CN-SCS) para diferentes manejos na região semiárida, Ceará, Brasil. **Irriga**, v. 1, n. 01, p. 264–279, 2012.

BATISTA, P. H. D. et al. Hydro-physical properties of soil and pasture vegetation coverage under animal trampling. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 24, p. 854–860, 13 nov. 2020.

- BEZERRA, A. P.; VIEIRA, Z. M. DE C. L.; RIBEIRO, M. M. R. Water governance assessment at different scales: a reservoir case study in the Brazilian semiarid region. **RBRH**, v. 26, 2021.
- BORGES, C. K. et al. Seasonal variation of surface radiation and energy balances over two contrasting areas of the seasonally dry tropical forest (Caatinga) in the Brazilian semi-arid. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 192, n. 8, p. 524, 16 jul. 2020.
- BRITO, T. R. C. et al. Mudanças no uso da terra e efeito nos componentes do balanço hídrico no Agreste Pernambucano. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 13, n. 02, p. 870-886, 2020.
- BROOKS, R. H.; COREY, ARTHUR T. **Hydraulic properties of porous media**. [s.l.] Colorado State University, 1965.
- CANTALICE, J. R. B. et al. Hydraulic resistance to overland flow governed by Froude number on semi-arid hillslopes under shrubs and crops. **Hydrological Sciences Journal**, v. 66, n. 10, p. 1531–1540, 27 jul. 2021.
- CHEN, L. et al. The effect of land cover/vegetation on soil water dynamic in the hilly area of the loess plateau, China. **CATENA**, v. 70, n. 2, p. 200–208, 15 jul. 2007.
- FIGUEIREDO, J. V. et al. Runoff initiation in a preserved semiarid Caatinga small watershed, Northeastern Brazil. **Hydrological Processes**, v. 30, n. 13, p. 2390–2400, 2016.
- FREITAS, A. A. et al. Drought Assessment in São Francisco River Basin, Brazil: Characterization through SPI and Associated Anomalous Climate Patterns. **Atmosphere**, v. 13, n. 1, p. 41, jan. 2022.
- HAVERKAMP, R. et al. Scaling of the Richards Equation and Its Application to Watershed Modeling. Em: SPOSITO, G. (Ed.). **Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology**. Cambridge: Cambridge University Press, 1998. p. 190–223.
- HOSSEINI, P.; BAILEY, R. T. Investigating the controlling factors on salinity in soil, groundwater, and river water in a semi-arid agricultural watershed using SWAT-Salt. **Science of The Total Environment**, v. 810, p. 152293, mar. 2022.
- HUETE, A. R. A soil-adjusted vegetation index (SAVI). **Remote Sensing of Environment**, v. 25, n. 3, p. 295–309, 1 ago. 1988.
- JARDIM, A. M. DA R. F. et al. Using Remote Sensing to Quantify the Joint Effects of Climate and Land Use/Land Cover Changes on the Caatinga Biome of Northeast Brazilian. **Remote Sensing**, v. 14, n. 8, p. 1911, jan. 2022.
- JIANG, Y. et al. Eco-hydrological responses to recent droughts in tropical South America. **Environmental Research Letters**, v. 17, n. 2, p. 024037, fev. 2022.
- JOHNSON, N. L.; KOTZ, S.; BALAKRISHNAN. **Continuous Univariate Distributions, Volume 1, 2nd Edition | Wiley**. 2. ed. [s.l.] John wiley & sons, 1994. v. 1
- JULIEN, P. Y. **Erosion and Sedimentation**. [s.l.] Cambridge University Press, 2010.



- KAZEMZADEH, M. et al. Soil moisture change analysis under watershed management practice using in situ and remote sensing data in a paired watershed. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 193, n. 5, p. 1–21, 2021.
- LASSABATERE, L. et al. Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments—BEST. **Soil Science Society of America Journal**, v. 70, n. 2, p. 521–532, 2006.
- LEITE, P. A. et al. The influence of forest regrowth on soil hydraulic properties and erosion in a semiarid region of Brazil. **Ecohydrology**, v. 11, n. 3, p. e1910, 2018.
- LI, Y. et al. Flow characteristics in different densities of submerged flexible vegetation from an open-channel flume study of artificial plants. **Geomorphology**, v. 204, p. 314–324, 1 jan. 2014.
- LIMA, J. R. S. et al. Moisture, temperature and respiration of two soil classes under pasture and tropical dry forest in the semiarid Brazilian region. **Journal of Arid Environments**, v. 214, p. 104981, 2023.
- MARENGO, J. A. et al. Climatic characteristics of the 2010-2016 drought in the semiarid Northeast Brazil region. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 90, p. 1973–1985, 2017.
- MARENGO, J. A.; TORRES, R. R.; ALVES, L. M. Drought in Northeast Brazil—past, present, and future. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 129, n. 3, p. 1189–1200, 2017.
- MARQUES, T. V. et al. Environmental and biophysical controls of evapotranspiration from Seasonally Dry Tropical Forests (Caatinga) in the Brazilian Semiarid. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 287, p. 107957, 15 jun. 2020.
- MEDEIROS, P. H. A. et al. Modelling spatio-temporal patterns of sediment yield and connectivity in a semi-arid catchment with the WASA-SED model. **Hydrological Sciences Journal**, v. 55, n. 4, p. 636–648, 28 maio 2010.
- MENDES, K. R. et al. Seasonal variation in net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange of a Brazilian seasonally dry tropical forest. **Scientific Reports**, v. 10, n. 1, p. 9454, 11 jun. 2020.
- MILES, L. et al. A global overview of the conservation status of tropical dry forests. **Journal of Biogeography**, v. 33, n. 3, p. 491–505, 2006.
- MONTENEGRO, A. A. et al. Spatio temporal soil moisture dynamics and runoff under different soil cover conditions in a semiarid representative basin in Brazil. **Advances in Geosciences**, v. 48, p. 19–30, 2019.
- MONTENEGRO, S.; RAGAB, R. Impact of possible climate and land use changes in the semi arid regions: A case study from North Eastern Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 434, p. 55–68, 2012.
- OLIVEIRA JÚNIOR, J. A. S. DE et al. Variabilidade espacial de propriedades hidrodinâmicas de um Neossolo Regolítico sob pastagem e caatinga. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 18, p. 631–639, jun. 2014.

- OLIVEIRA, M. L. et al. Effects of human-induced land degradation on water and carbon fluxes in two different Brazilian dryland soil covers. **Science of The Total Environment**, v. 792, p. 148458, out. 2021.
- PAN, C. et al. Overland flow resistances on varying slope gradients and partitioning on grassed slopes under simulated rainfall. **Water Resources Research**, v. 52, n. 4, p. 2490–2512, 2016.
- PORPORATO, A.; DALY, E.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Soil water balance and ecosystem response to climate change. **The American Naturalist**, v. 164, n. 5, p. 625–632, nov. 2004.
- PURCELL, L. C.; SINCLAIR, T. R.; MCNEW, R. W. Drought Avoidance Assessment for Summer Annual Crops Using Long-Term Weather Data. **Agronomy Journal**, v. 95, n. 6, p. 1566–1576, 2003.
- QUEIROZ, M. G. et al. Seasonal patterns of deposition litterfall in a seasonal dry tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 279, p. 107712, dez. 2019.
- QUEIROZ, M. G. et al. Spatial and temporal dynamics of soil moisture for surfaces with a change in land use in the semi-arid region of Brazil. **CATENA**, v. 188, p. 104457, maio 2020.
- ROUSE, J. W. **Monitoring the vernal advancement and retrogradation (green wave effect) of natural vegetation.** [s.l.: s.n.]. Disponível em: <<https://ntrs.nasa.gov/citations/19740022555>>. Acesso em: 8 mar. 2022.
- SANTOS, A. et al. Causes and consequences of seasonal changes in the water flow of the São Francisco river in the semiarid of Brazil. **Environmental and Sustainability Indicators**, v. 8, p. 100084, 2020.
- SANTOS, J. C. N. et al. Effect of dry spells and soil cracking on runoff generation in a semiarid micro watershed under land use change. **Journal of Hydrology**, v. 541, p. 1057–1066, 1 out. 2016.
- SCHWEN, A.; ZIMMERMANN, M.; BODNER, G. Vertical variations of soil hydraulic properties within two soil profiles and its relevance for soil water simulations. **Journal of Hydrology**, v. 516, p. 169–181, 2014.
- SHUAI, Y. et al. An approach for the long-term 30-m land surface snow-free albedo retrieval from historic Landsat surface reflectance and MODIS-based a priori anisotropy knowledge. **Remote Sensing of Environment**, v. 152, p. 467–479, 1 set. 2014.
- SILVA, J. L. B. DA et al. Spatial-temporal dynamics of the Caatinga vegetation cover by remote sensing in municipality of the Brazilian semi-arid. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, v. 14, n. 4, p. 1–10, 2019a.
- SILVA E SOUZA, J. L. et al. Climate change will reduce suitable Caatinga dry forest habitat for endemic plants with disproportionate impacts on specialized reproductive strategies. **PLOS ONE**, v. 14, n. 5, p. e0217028, 29 maio 2019.
- SILVA FILHO, J. A. et al. Drag coefficient and hydraulic roughness generated by an aquatic vegetation patch in a semi-arid alluvial channel. **Ecological Engineering**, v. 141, p. 105598, 1 dez. 2019.

- SILVA, J. R. I. et al. Efeito de diferentes usos do solo na erosão hídrica em região semiárida. **Revista Engenharia na Agricultura**, v. 27, n. 3, p. 272–283, 2019b.
- SILVA, J. R. I. et al. Morphometric characterization and land use of the Pajeú river basin in the Brazilian semi-arid region. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 118, p. 103939, 1 out. 2022.
- SILVA, P. F. et al. Seasonal patterns of carbon dioxide, water and energy fluxes over the Caatinga and grassland in the semi-arid region of Brazil. **Journal of Arid Environments**, v. 147, p. 71–82, 2017.
- SILVA, T. G. F. et al. Soil properties and microclimate of two predominant landscapes in the Brazilian semiarid region: Comparison between a seasonally dry tropical forest and a deforested area. **Soil and Tillage Research**, v. 207, p. 104852, 1 mar. 2021.
- SIMONS, D. B.; SENTÜRK, F. **Sediment Transport Technology: Water and Sediment Dynamics**. [s.l.] Water Resources Publication, 1992.
- SOUZA, A. M.; SANTOS E SILVA, C. M.; BEZERRA, B. G. Caatinga Albedo Preserved and Replaced by Pasture in Northeast Brazil. **Atmosphere**, v. 12, n. 12, p. 1622, dez. 2021.
- SOUZA, E. S. DE et al. Caracterização hidrodinâmica de solos: Aplicação do método Beerkan. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 12, p. 128–135, 2008.
- SOUZA, R. et al. Balanço hídrico em área de pastagem no semiárido pernambucano. **Revista Brasileira de engenharia agrícola e ambiental**, v. 19, p. 449-455, 2015.
- SOUZA, R. et al. Vegetation response to rainfall seasonality and interannual variability in tropical dry forests. **Hydrological Processes**, v. 30, n. 20, p. 3583–3595, 2016.
- SOUZA, R. et al. Assessment of the physical quality of a Fluvisol in the Brazilian semiarid region. **Geoderma Regional**, v. 10, p. 175–182, 2017.
- SOUZA, R. et al. Optimal management of cattle grazing in a seasonally dry tropical forest ecosystem under rainfall fluctuations. **Journal of Hydrology**, v. 588, p. 125102, 2020.
- SUTAPA, I. D. et al. Implementation of ecohydrology to support sustainable water resources management in tropical region, Indonesia. **Ecohydrology & Hydrobiology**, v. 21, n. 3, p. 501–515, 2021.
- TEAM, R. C. R: A language and environment for statistical computing. 2021.
- VAN GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil science society of America journal**, v. 44, n. 5, p. 892–898, 1980.
- VICO, G. et al. Climatic, ecophysiological, and phenological controls on plant ecohydrological strategies in seasonally dry ecosystems. **Ecohydrology**, v. 8, n. 4, p. 660–681, jun. 2015.
- WAGNER, F. H. et al. Climate seasonality limits leaf carbon assimilation and wood productivity in tropical forests. **Biogeosciences**, v. 13, n. 8, p. 2537–2562, 28 abr. 2016.

WANG, Z. et al. Early spring post-fire snow albedo dynamics in high latitude boreal forests using Landsat-8 OLI data. **Remote Sensing of Environment**, Landsat 8 Science Results. v. 185, p. 71–83, 1 nov. 2016.

ZERI, M. et al. Importance of including soil moisture in drought monitoring over the Brazilian semiarid region: An evaluation using the JULES model, in situ observations, and remote sensing. **Climate Resilience and Sustainability**, p. e7, 2021.

ZHANG, Y.; SHANGGUAN, Z. The coupling interaction of soil water and organic carbon storage in the long vegetation restoration on the Loess Plateau. **Ecological Engineering**, v. 91, p. 574–581, 1 jun. 2016.

## CAPÍTULO 2: MODELAGEM DA UMIDADE DO SOLO E DISTRIBUIÇÃO DE PROPRIEDADES FÍSICAS DO SOLO NO SEMIÁRIDO DO BRASIL

### *Resumo*

O monitoramento da umidade do solo no Semiárido brasileiro, desempenha um papel fundamental para compreensão do impacto da distribuição irregular das chuvas sobre os sistemas agrícolas e na segurança alimentar. Contudo, o monitoramento dessa variável ainda é incipiente no Semiárido do Brasil, o que torna a modelagem uma alternativa importante. Considerando o contexto, este estudo visa calibrar e validar as propriedades do solo utilizadas como parâmetros de entrada de um modelo hidrológico estocástico, que simula a umidade do solo. Além disso, busca-se a espacialização dessas propriedades do solo para o Semiárido do Brasil. Foram utilizados 300 sítios de monitoramento de umidade do solo, distribuídos pelo Semiárido do Brasil, para realizar a calibração e validação dos parâmetros do modelo hidrológico estocástico ( $s_h$ ,  $s_w$ ,  $s^*$ ,  $K_s$ ,  $b$  e  $Z_r$ ). O processo de calibração foi realizado através dos dados observados de umidade do solo, sendo aplicadas técnicas de modelagem inversa a partir do algoritmo de Levenberg-Marquardt. A qualidade do ajuste foi avaliada por meio do diagrama de Taylor. Além disso, foram utilizadas técnicas de geoestatística para determinar a distribuição espacial das propriedades do solo na região semiárida. O modelo hidrológico estocástico demonstrou resultados satisfatórios na estimativa da umidade do solo no Semiárido, desde que as propriedades do solo sejam adequadamente calibradas. De uma forma geral, a parte norte do Semiárido possui solos com maior capacidade de condução de água e menor capacidade de retenção de água. Por outro lado, solos da porção sul apresentaram maior porcentagem de argila e profundidade do solo. A disponibilidade de um conjunto de dados confiáveis sobre propriedades do solo para condições semiáridas é de grande importância para uma variedade de estudos e aplicações de modelagem, permitindo ampliar informações sobre o Semiárido do Brasil.

**palavras-chave:** Modelagem inversa, geoestatística, modelagem estocástica, balanço de água no solo.

### *Abstract*

Soil moisture monitoring in the semi-arid region, plays a crucial role in understanding the impact of irregular rainfall distribution on agricultural systems and food security. However, the monitoring this variable is still incipient in Brazil's semi-arid region, making modeling an important alternative. Considering the context, this study aims to calibrate and validate the soil properties used as input parameters of a stochastic hydrological model, which simulates soil

moisture. In addition, we seek to spatialize these soil properties for the semi-arid region of Brazil. 300 soil moisture monitoring sites were used, distributed across the semi-arid region of Brazil, to calibrate and validate parameters of the stochastic hydrological model ( $s_h$ ,  $s_w$ ,  $s^*$ ,  $K_s$ ,  $b$ , and  $Z_r$ ). The calibration was carried out using observed soil moisture data, applying inverse modeling techniques based on the Levenberg-Marquardt algorithm. The goodness of fit was assessed using the Taylor diagram. In addition, geostatistical techniques were used to determine the spatial distribution of soil properties in the semi-arid region. The stochastic hydrological model showed satisfactory results in estimating soil moisture in the semi-arid region, provided soil properties are properly calibrated. Generally, the northern part of the semi-arid region has soils with greater water conduction capacity and less water retention capacity. On the other hand, soils from the southern portion had a higher percentage of clay and soil depth. Therefore, the availability of a reliable data set on soil properties for semi-arid conditions is of great importance for various studies and modeling applications, allowing us to expand information on the semi-arid region of Brazil.

**keywords:** Inverse modeling, geostatistics, stochastic modeling, soil water balance.

## ***1 Introdução***

O Semiárido do Brasil é historicamente acometido pela escassez de água, em decorrência dos frequentes períodos de estiagem, ameaçando os sistemas agrícolas e a segurança alimentar (INOCÊNCIO; RIBEIRO; SOUZA, 2020; MARENGO et al., 2017). Essa região abrange aproximadamente 18% do território brasileiro e possui pouco mais de 22 milhões de habitantes (IBGE, 2019), sendo uma das regiões semiáridas mais populosas do mundo. Informações sobre a dinâmica da umidade do solo são essenciais para monitorar a intensidade das secas, pois a umidade do solo controla os processos hidrológicos (ALTHOFF; BAZAME; NASCIMENTO, 2021), os processos de transferência de água (URSULINO et al., 2019), a produtividade e datas de plantio das culturas (ZERI et al., 2021). Assim, é fundamental monitorar as tendências de umidade do solo e disponibilizar os resultados às entidades responsáveis pela definição de políticas públicas (LOPES RIBEIRO et al., 2021).

Medidas *in situ*, estimativas por sensoriamento remoto e modelagem são ferramentas importantes para monitorar a umidade do solo. As medições *in situ* são caras, demoradas e fornecem informações pontuais, incapazes de detectar a heterogeneidade espacial da umidade do solo, que depende da textura do solo, tipo de vegetação e microclima (ADAB et al., 2020; SOUTO; BELTRÃO; TEODORO, 2019). Além disso, séries temporais de longo prazo não estão disponíveis na maior parte do mundo, especialmente sob condições semiáridas (ZERI et

al., 2021). Produtos de sensoriamento remoto fornecem informações de umidade no espaço, contudo, representam apenas a camada mais superficial do solo e sofrem interferência das condições atmosféricas (ALMENDRA-MARTÍN et al., 2021). Dadas as dificuldades de medição e a escassez de longas séries de dados, a modelagem tem sido cada vez mais utilizada para superar tais limitações (URSULINO et al., 2019).

Existem vários modelos com diferentes níveis de complexidade para simular a umidade do solo, sendo que uma das principais limitações para modelagem é a falta de dados de entrada. Dessa forma, o estudo de modelos matemáticos que demandem uma menor quantidade de informações de entrada tem sido incentivado, principalmente em regiões semiáridas onde existem poucas informações e dados sobre solo, clima e vegetação disponíveis (ALCÂNTARA et al., 2021). O modelo hidrológico estocástico proposto por Laio et al. (2001) tem sido aplicado em diferentes regiões devido à sua simplicidade, quantidade de dados de entrada e precisão satisfatória para estimar a umidade do solo (ROMANO, 2014). Este modelo apresentou resultados satisfatórios em estudos na região semiárida do Brasil, sendo utilizado como ferramenta para compreender a dinâmica da vegetação nativa (SOUZA et al., 2016), disponibilidade de forragem (SOUZA et al., 2020) e resistência do solo à penetração (SOUZA et al., 2021).

Embora o modelo hidrológico estocástico seja simples, ele necessita de algumas propriedades/parâmetros do solo, que ainda não foram calibrados para as condições do Semiárido brasileiro. A previsão confiável das propriedades do solo é um desafio devido à natureza heterogênea do solo (ZHANG et al., 2018). A ausência de um banco de dados consistente de propriedades do solo, inviabiliza a implementação do modelo hidrológico estocástico. Além disso, determinar algumas propriedades do solo requer tempo e custos elevados (BAI et al., 2022; SILVA et al., 2017a). A confiabilidade dos parâmetros de solo de uma região geográfica diferente daquela para a qual foram originalmente desenvolvidos é frequentemente limitada por fatores geológicos, hidrológicos, climáticos e de uso da terra (SILVA; ARMINDO; PREVEDELLO, 2020a).

Para estimar as propriedades do solo do modelo estocástico, Bassiouni et al. (2020) aplicaram técnicas de modelagem inversa, que visam encontrar os parâmetros que descrevem o modelo minimizando a diferença entre os dados de umidade do solo simulados e observados. Soluções inversas já foram utilizadas em física do solo para estimar propriedades hidráulicas do solo (ALCÂNTARA et al., 2021; MINASNY; FIELD, 2005). Para aumentar ainda mais a disponibilidade de informações do solo, pode-se combinar modelagem inversa com técnicas

geoestatísticas, que permitem a interpolação das propriedades do solo. A geoestatística possibilita estudar a variabilidade espacial das propriedades do solo em diferentes escalas e viabiliza estimar propriedades específicas para locais não amostrados (AKSAKAL et al., 2019; SOUZA et al., 2017). Assim, essa técnica é benéfica para a região semiárida onde há informações limitadas sobre as propriedades do solo.

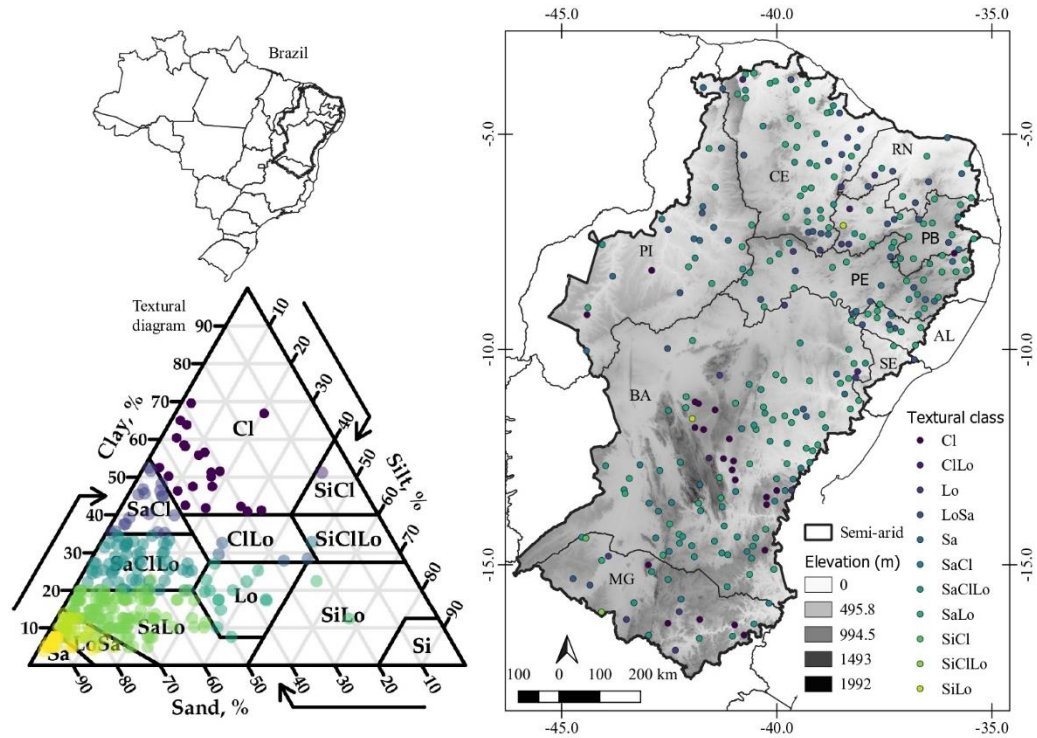
Dado o contexto, o objetivo deste estudo foi otimizar e validar as propriedades do solo que servem como parâmetros de entrada para o modelo hidrológico estocástico por meio de modelagem inversa. Além disso, este estudo propõe espacializar as propriedades do solo obtidas por modelagem inversa para toda a região semiárida e analisar o efeito da textura do solo na dinâmica da umidade do solo.

## ***2 Material e métodos***

### ***2.1 Caracterização da área de estudo***

O estudo foi realizado na região Semiárida brasileira (Figura 1), que cobre aproximadamente 11% do território do nacional (IBGE, 2019). Nessa região, domina o bioma Caatinga, uma floresta tropical sazonalmente seca com predominância de arbustos e espécies arbóreas espinhosas. O Semiárido tem uma elevada demanda atmosférica e chuva média variando de 300 a 1000 mm ano<sup>-1</sup>, sendo a região central onde ocorre as menores chuvas, e na região sul e extremidades as maiores lâminas de chuva (SILVA et al., 2017b). As classes de textura do solo de maior predominância na área de estudo são franco-argilosa, franco-arenosa, franco-argilosa e argilosa (Figura 1), sendo que na parte norte da região ocorrem classes mais arenosas e na parte sul solos classes argilosas.





**Figura 1.** Localização e distribuição das estações de monitoramento de umidade do solo do CEMADEN. CI – clay; SiCl – silty clay; SaCl – sandy clay; ClLo – clay loam; SiClLo – silty clay loam; SaClLo – sandy clay loam; Lo – loam; SiLo – silty loam; SaLo – sandy loam; Si – silt; Loamy sand; Sa – sand.

## 2.2 Obtenção dos dados de umidade do solo

Para estabelecer uma rede que caracterize e quantifique o risco associado às condições de secas, o Centro Nacional de Monitoramento e Alerta Antecipado de Desastres Naturais (CEMADEN) instalou, entre 2014 e 2015, mais de 400 Plataformas de Coleta de Dados (PCDAgua) estações meteorológicas para monitorar chuva e umidade do solo na região semiárida do Brasil. As medições iniciaram em 2015 a partir de dois conjuntos de equipamento: sensores de umidade do solo (modelo EC-5, decagon Devices, Pullman, WA, EUA), fazendo medidas contínuas de umidade volumétrica ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) nas profundidades de 10 e 20 cm; e um pluviômetro (modelo PluvDB, DualBase, Santa Catarina, Brasil).

Os dados utilizados compreendem um subconjunto das estações implantadas pelo CEMADEN, que foram selecionadas a partir de um processo de controle de qualidade realizado por Zeri (2020). Além dos dados de umidade do solo e chuva, no referido subconjunto também foram disponibilizados dados de textura do solo (frações de areia, silte e argila), que foram utilizados para realizar a classificação textural do solo de cada estação (Figura 1). Apesar do conjunto conter medidas de 360 estações, neste estudo foram utilizadas 300 estações. Em uma triagem inicial, foram descartadas aquelas que não apresentavam dados de chuva consistentes

e onde as observações da umidade do solo não abrangiam valores entre a saturação e a umidade residual do solo. Ou seja, foram descartas as estações que não dispunham de picos de umedecimento e secamento do solo.

### 2.3 Estimativa da densidade do solo

A densidade do solo não estava presente no banco de dados disponibilizado por Zeri (2020). Assim, como esta variável é imprescindível para determinação da porosidade total (parâmetro do modelo hidrológico estocástico), neste estudo, ela foi estimada por função de pedotransferência (FPT). Várias FPTs têm sido amplamente utilizadas para estimar a densidade do solo (ABDELBAKI, 2018). Contudo, FPT ajustada a partir de dados da região semiárida brasileira ainda não está disponível na literatura. Diante dessa circunstância, dados de textura e densidade do solo de 100 locais distribuídos na região semiárida do estado de Pernambuco (dados disponibilizados pelo Departamento de Energia Nuclear da Universidade Federal de Pernambuco), foram utilizados para ajustar uma função de pedotransferência capaz de estimar a densidade do solo de forma consistente para as características de solo do Semiárido. Através da densidade do solo, a porosidade ( $n$ ) foi determinada considerando a densidade da partícula  $2,65 \text{ g cm}^{-3}$ .

### 2.4 Modelo hidrológico estocástico

O balanço de água no solo pode ser modelado em escala de tempo diária utilizando a modelagem estocástica introduzida por Laio et al. (2001). Rodriguez-Iturbe e Porporato (2005), utilizaram a modelagem estocástica para um perfil de solo homogêneo e com fluxos de água lateral desprezível:

$$nZ_r \frac{ds(t)}{dt} = R(t) - I(R(t)) - Q(R(t)),s(t) - ET(s(t)) - L(s(t)) \quad (01)$$

onde  $n$  é a porosidade do solo ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ),  $Z_r$  é a profundidade ativa das raízes (cm),  $s(t)$  é a umidade relativa (adimensional),  $I(R(t))$  é a interceptação do dossel,  $ET(s(t))$  é a evapotranspiração real,  $L(s(t))$  é a drenagem e  $Q(R(t))$  é o escoamento superficial.

O  $Q(R(t); s(t))$  é considerado o excedente de água, formado quando os eventos de chuva ocorrem enquanto o solo está próximo da saturação. A porção da água infiltrada no solo é perdida por evapotranspiração e drenagem (todos os termos de perda do lado direito da Equação 01 são expressos em  $\text{cm dia}^{-1}$ ). Em razão do balanço de água no solo ser simulado para uma cobertura não específica, a interceptação do dossel não foi considerada.

A evapotranspiração é modelada como função linear de  $s$  dada pela Equação 02 (LAIO et al., 2001):

$$ET(s) = \begin{cases} E_w \frac{s - s_h}{s_w - s_h} & s_h < s \leq s_w \\ E_w + (E_{max} - E_w) \frac{s - s_h}{s_w - s_h} & s_w < s \leq s^* \\ E_{max} & s^* < s \leq 1 \end{cases} \quad (02)$$

onde  $E_w$  e  $E_{max}$  são as evapotranspirações real mínima e máxima, respectivamente;  $s$  é a umidade relativa do solo; e  $s_h$ ,  $s_w$  e  $s^*$  são a umidades relativas no ponto higroscópico, no ponto de murcha e um limiar onde abaixo do qual ET reduz linearmente com  $s$ , respectivamente. Os valores de  $E_w$  e  $E_{max}$  foram considerados iguais a 0,05 e 0,5 cm dia<sup>-1</sup>, respectivamente, que condizem com a vegetação nativa de Caatinga (SOUZA et al., 2016).

As perdas por drenagem são modeladas no limite da camada inferior do solo, pela Equação 03:

$$L(s) = K_s s^{2b+3} \quad (03)$$

onde  $K_s$  é a condutividade hidráulica saturada (cm dia<sup>-1</sup>). e  $b$  é o expoente da curva de retenção de água no solo  $\Psi = \Psi_s S^{-b}$ , em que, o  $\Psi_s$  é a sucção de saturação (CLAPP; HORNBERGER, 1978).

### 2.5 Modelagem inversa das propriedades do solo

Através da modelagem inversa, foram ajustados os parâmetros do solo  $s_h$ ,  $s_w$ ,  $s^*$ ,  $K_s$ ,  $b$  e  $Z_r$  que compõem o modelo hidrológico estocástico, minimizando a diferença entre os dados simulados e observados de umidade do solo. Durante esse procedimento, os parâmetros do solo do solo, são ajustados de forma que os valores de umidade obtidos com o modelo sejam os mais próximos e consistentes possíveis dos valores observados (VRUGT et al., 2008). O modelo hidrológico estocástico foi implementado em Python, e as propriedades do solo foram ajustadas a partir do algoritmo de Levenberg-Marquardt, utilizado para resolver problemas de otimização de quadrados mínimos não lineares (MARQUARDT, 1963). Foi utilizada a umidade média diária entre a camada de 10 e 20 cm do solo, sendo que as séries de dados variaram de 60 a 300 dias, contendo sempre períodos de umedecimento e secagem do solo.

### 2.6 Validação das propriedades do solo obtidas por modelagem inversa

Para validar os parâmetros obtidos com modelagem inversa, foram utilizadas 240 PCDAagua do CEMADEN, que possuem medidas de umidade do solo (umedecimento e secamento) e chuva em um instante de tempo diferente do utilizado para calibração. Como em alguns postos a série de dados disponível é limitada (sem picos de umedecimento e secamento do solo), não foi possível realizar a validação dos parâmetros para todos os locais estudados.

Problemas com o tamanho da série de dados disponibilizados pelas estações do CEMADEM também foram relatados por Souza et al. (2018).

As propriedades do solo foram agrupadas de acordo com a classe textural do solo, sendo possível a construção de uma tabela com valores médios das propriedades do solo para cada classe textural. Assim, também foi realizada a validação das propriedades médias do solo para modelar a umidade do solo. Para esse processo foram utilizadas as mesmas séries de umidade do solo e chuva dos 300 PCDAqua anteriormente utilizadas para o processo de calibração das propriedades do solo (*seção 2.5*).

### 2.7 Métricas de erro

Para avaliar a eficiência da estimativa das propriedades do solo e a validação das mesmas, utilizou-se o Diagrama de Taylor (TAYLOR, 2001). Esse diagrama apresenta um resumo visual das métricas de erro coeficiente de correlação, desvio-padrão e RMSE dos dados observados e modelados, dessa forma, não é necessário a construção de extensas tabelas. O Diagrama de Taylor foi confeccionado utilizando o pacote plotrix, disponível no software R.

### 2.8 Espacialização das propriedades do solo

A espacialização da textura do solo (argila, silte e areia) e das propriedades do solo (n, sh, sw, s\*, Ks, b e Zr) foi realizada por técnicas de geoestatística. Essas técnicas estão associadas à detecção, estimativa e mapeamento de padrões espaciais de variáveis regionais. Antes da aplicação das técnicas de espacialização, os dados foram submetidos ao teste de normalidade do Kolmogorov-Smirnov, com nível de significância de 5%. Apresentado normalidade, os dados foram submetidos à análise de semivariância para todas as direções (semivariograma isotrópico), visando compreender a existência de dependência espacial:

$$\gamma(L) = \frac{1}{2N(L)} \cdot \sum_{i=1}^{N(L)} [Z(x_i + L) - Z(X_i)]^2 \quad (04)$$

onde  $\gamma(h)$  é a função de semivariograma,  $Z(X_i + L)$  o valor da variável no ponto  $X_i + L$ ,  $Z(X_i)$  o valor da variável no ponto  $X_i$ ,  $N(L)$  o número de pares separados por uma distância  $L$  e  $X_i$  da posição.

Após a produção dos semivariogramas experimentais, foi ajustado um modelo matemático teórico que representa o mais próximo possível a configuração dos dados. Basicamente, a estrutura espacial é analisada dependendo do comportamento do semivariograma na origem e dos seus fenômenos de transição. Os modelos de semivariograma

teóricos mais utilizados são o esférico (Equação 05), exponencial (Equação 06) e o gaussiano (Equação 07).

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[ \frac{3}{2} \left( \frac{h}{A} \right) - \frac{1}{2} \left( \frac{h}{A} \right)^3 \right] \quad 0 < h < A \quad (05)$$

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[ 1 - e^{-\frac{h}{A}} \right] \quad 0 < h < A \quad (06)$$

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[ 1 - e^{-\frac{h^2}{A^2}} \right] \quad 0 < h < A \quad (07)$$

onde  $C_0$  é o efeito pepita,  $C_1 + C_0$  o patamar e  $A$  o alcance.

Para avaliar a qualidade dos modelos teóricos, foi utilizada a técnica de validação cruzada, sendo que o modelo que mais se adequou foi selecionado utilizando o teste de Jack-Kinifing. Esse teste avalia a consistência dos dados estimados pela interpolação por krigagem com base em semivariogramas ajustados (dados experimentais). A estimativa é considerada adequada quando a média ( $\mu_{jk}$ ) e variância ( $\sigma_{jk}$ ) do erro reduzido são próximas de 0 e 1, respectivamente (VIEIRA; CARVALHO; GONZÁLEZ, 2010).

Para analisar o grau da dependência espacial (GDE), utilizou-se a classificação de Cambardella et al. (1994), sendo classificado como forte ( $GDE < 25\%$ ), moderado ( $25 < GDE < 75\%$ ) e fraco ( $GDE > 75\%$ ). Determinando-se o GDE por:

$$GDE = \left( \frac{C_0}{C_0 + C_1} \right) \cdot 100 \quad (08)$$

Escolhido o semivariograma teórico e constatada a dependência espacial, aplicou-se a técnica da krigagem para realizar estimativas em locais não amostrados. A krigagem envolve a interpolação da superfície de cada variável, mostrando a distribuição espacial dela; ou seja, permite identificar a localização de valores extremos, o grau de homogeneidade e os gradientes de distribuição. Todas as análises e geração dos mapas foram realizadas com o software R versão 4.1.2 (TEAM, 2021); e o pacote geoR, utilizado para análise geoestatística (RIBEIRO JR; DIGGLE, 2006).

### *2.9 Comparação entre mapas derivados da geoestatística com dados medidos e mapas globais de propriedades do solo*

O padrão e o desempenho dos mapas de clay e sand produzidos a partir das técnicas de geoestatísticas foram comparados com dados de clay e sand medidos por Cooper et al. (2005).

Esses autores fizeram análise da textura dos elementos químicos de mais de 5 mil perfis de solo distribuídos pelo Brasil, sendo que para análise neste trabalho foram utilizados dados de textura de 719 perfis distribuídos pela região semiárida. A base de dados de solo obtida por Cooper et al. (2005) pode ser consultada:

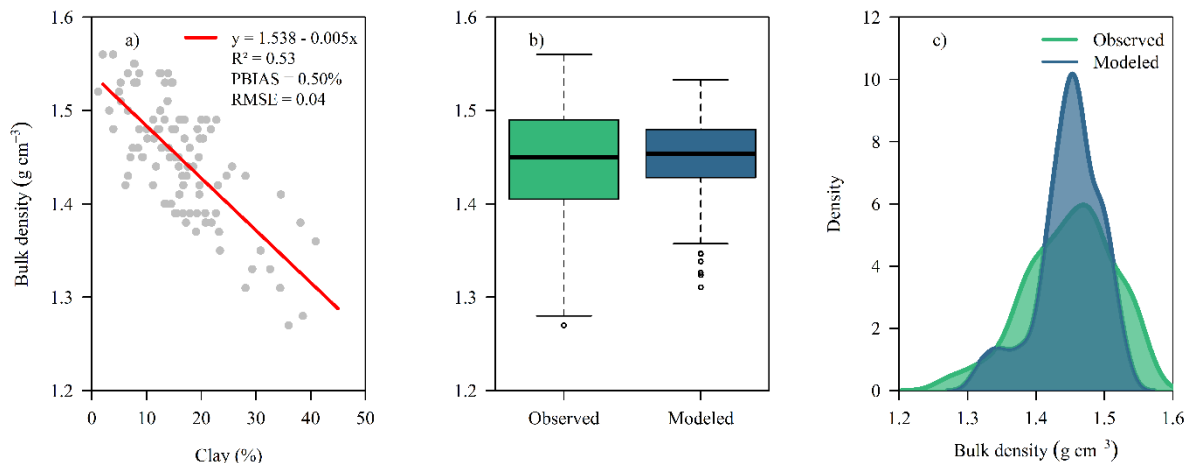
[https://www.researchgate.net/publication/330735195\\_Brazil\\_Soil\\_Database](https://www.researchgate.net/publication/330735195_Brazil_Soil_Database)

Como no banco de dados citato anteriormente não estavam disponíveis propriedades físicas do solo, os mapas das propriedades  $n$  e  $K_s$ , foram comparados com mapas globais dessas propriedades disponibilizados por Zhang et al. (2018). Nesse estudo, autores desenvolveram mapas globais de propriedades hidráulicas do solo a partir de funções de pedotransferência. Uma grade de pontos igualmente distribuída, foi utilizada para realizar a comparação entre os mapas. Para reduzir as incertezas, os mapas de Zhang et al. (2018) foram reprojatados e reamostrados (utilizando técnica de interpolação bilinear), para coincidir com a projeção e tamanho do pixel dos mapas gerados pela geoestatística. Para comparação dos conjuntos de dados foi utilizado gráfico de dispersão, densidade de distribuição, correlação de Pearson, RMSE e viés percentual.

### **3. Resultados**

#### *3.1 Estimativa da densidade do solo*

O mais preciso modelo para estimar a densidade do solo (BD), foi uma regressão linear entre essa propriedade do solo e a fração argila. À medida que o teor de argila aumenta, o BD diminui (Figura 2A). Com base nas métricas de erro, o modelo desenvolvido possui uma capacidade preditiva satisfatória, pois embora o  $R^2$  não seja considerado elevado (0,50), o modelo apresenta uma baixa porcentagem de erro (inferior a 1%) e RMSE de 0,04. Assim, o modelo pode ser considerado satisfatório para estimar a BD no Semiárido. Boschi et al. (2018) estudando equações de pedotransferência para estimar BD em diversas regiões do Brasil, encontraram uma equação linear entre BD e fração de argila como um dos melhores preditores.

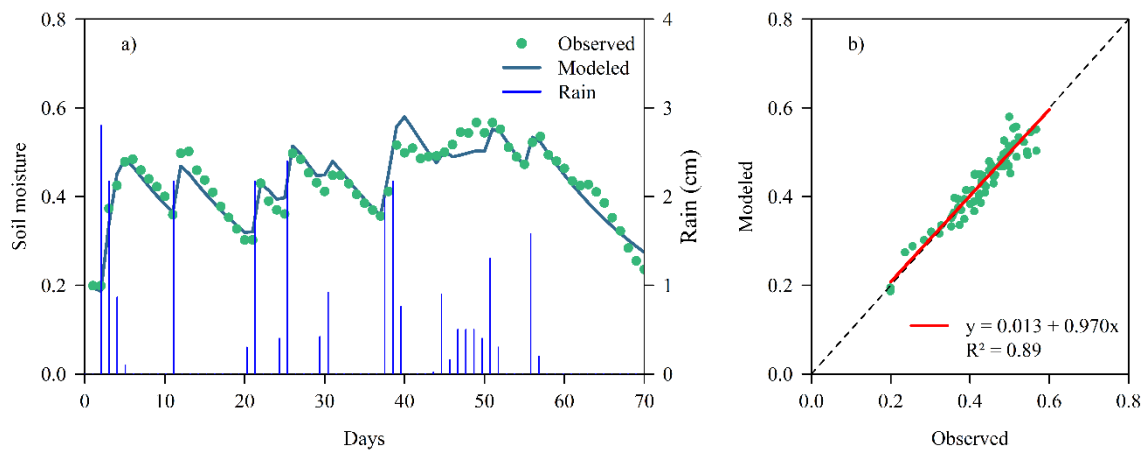


**Figura 2.** Densidade do solo estimada a partir do conteúdo de argila do solo, utilizando dados observados na região semiárida do Estado de Pernambuco, Brasil.

O conjunto de dados de BD observado variou de 1,26 a 1,57 g cm<sup>-3</sup>, enquanto o modelo previu valores entre 1,31 e 1,53 g cm<sup>-3</sup>; ou seja, a BD estimada tem uma menor variação (Figura 2B). A densidade de distribuição entre os valores modelados e observados é próxima, ocorrendo superestimada entre 1,4 e 1,5 g cm<sup>-3</sup> (Figura 2C). Diferenças entre densidade simulada e observada são comuns, pois o manejo do solo e outras características intrínsecas do solo influenciam a densidade real (ABDELBAKI, 2018; MAKOVNÍKOVÁ et al., 2017). No entanto, as métricas de erro encontradas na equação desenvolvida neste estudo, demonstram que o modelo pode ser utilizado. O modelo ainda tem a vantagem de considerar apenas o teor de argila do solo, que é uma das características do solo menos sensível a mudanças ao longo do tempo (MINASNY; HARTEMINK, 2011).

### 3.2 Exemplo umidade do solo modelada

A Figura 3A, ilustra a comparação entre a umidade do solo observada e simulada pelo modelo hidrológico estocástico, utilizando o processo de modelagem inversa. Nesse exemplo, foi selecionado um ponto para demonstrar o processo de ajuste do modelo. A umidade do solo simulada apresenta uma tendência consistente com a umidade observada, evidenciando o desempenho satisfatório do modelo nas condições de umedecimento e secagem do solo. Além disso, observa-se a sensibilidade do modelo a praticamente todos os eventos de chuva. A Figura 3B reforça a qualidade do ajuste, com  $R^2$  de 0,89 e pontos próximos à reta 1:1.

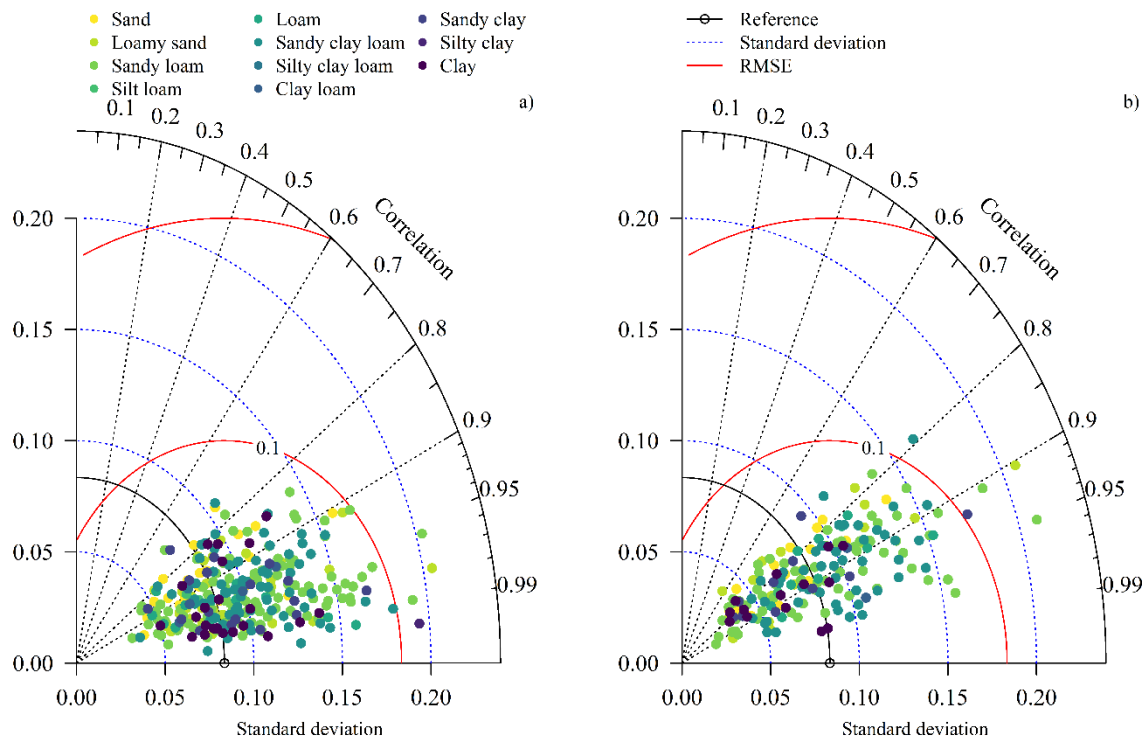


**Figura 3.** Comparação entre a umidade do solo observada e modelada para uma determinada Plataforma de Aquisição de Dados (ZERI, 2020). Classe de textura = franco arenoso; parâmetros ajustados:  $sh = 0,062$ ;  $sw = 0,15$ ;  $s^* = 0,45$ ;  $n = 0,44 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ;  $Zr = 36,5 \text{ cm}$ ,  $Ks = 120 \text{ cm dia}^{-1}$ ,  $b = 6,49$ ; parâmetros propostos por Souza et al. (2016):  $E_{\max} = 0,5 \text{ cm}^{-1}$ ,  $E_w = 0,05 \text{ cm dia}^{-1}$ .

### 3.3 Desempenho da estimativa de umidade do solo

Para a maioria dos locais estudados, a correlação de Pearson ( $r$ ) foi maior que 0,8 e o RMSE menor que 0,1 (Figura 4a). Ou seja, a umidade do solo estimada durante a calibração das propriedades do solo apresentou concordância satisfatória com a umidade observada. Analisando o desvio padrão, verificou-se que a maioria dos valores está entre 0,05 e 0,15 e que a maioria dos locais apresenta desvio padrão maior que a referência (umidade observada), este resultado sugere que o modelo tende a aumentar a variabilidade do conjunto de dados. Através do Diagrama de Taylor, também se constatou que os pontos simulados estavam próximos do ponto de referência (umidade observada), indicando a qualidade da estimativa da umidade do solo. Além disso, a dispersão dos pontos também indica que a classe textural do solo não influenciou na qualidade de ajuste, pois nenhuma das classes estudadas está concentrada na mesma região do Diagrama (Figura 4a).





**Figura 4.** Diagrama de Taylor da umidade do solo observada com a umidade modelada para pontos de calibração (a) e validação (b).

Os resultados da validação foram semelhantes aos da calibração para as métricas de erro RMSE (inferior a 0,1) e desvio padrão (entre 0,05 e 0,15) (Figura 4B). Porém, constatou-se que mais PCDAqua (três vezes mais) com  $r$  entre 0,6 e 0,8. Também não foi detectada influência da textura do solo sobre a validação, pois as classes texturais estão distribuídas em diferentes regiões do Diagrama de Taylor (Figura 4b). Em geral, os resultados da validação das propriedades do solo foram considerados satisfatória, pois não houve deterioração considerável nas métricas de erro.

### 3.4 Propriedades do solo por classe textural

A Tabela 1, apresenta os valores médios e desvio-padrão das propriedades do solo para cada classe textural. A classe textural sandy loam é a mais frequente na região (110 sítios), enquanto as classes silty clay loam e silty clay são representadas por apenas um local. As classes de solo exercem uma influencia significativamente sobre as propriedades do solo, resultado em variações consideráveis nos valores. Observou-se, variações de 241%, 267%, 300%, 450% e 628% para as propriedades  $s^*$ ,  $s_w$ ,  $b$ ,  $s_h$  e  $K_s$ , respectivamente, entre classes de texturais. Em contraste, as propriedades  $n$  e  $Z_r$  apresentaram variações menores, 20% e 30%, respectivamente.

Nas classes texturais com maior teor de argila, clay, silty clay, sandy clay, clay loam, and silty clay loam, observaram-se os maiores valores médios para as propriedades  $n$ ,  $s_h$ ,  $s_w$ ,  $s^*$

b e  $Z_r$ , enquanto os menores valores médios foram registrados para  $K_s$ . Por outro lado, nas classes mais arenosas (solos com mais de 80% de areia), foram encontrados os menores valores médios de n,  $s_h$ ,  $s_w$ ,  $s^*$  e b e o maior valor para  $K_s$ . Nas classes de textura média (loamy sand, sandy loam, and silt loam) apresentaram os menores valores médios de  $Z_r$ . Em relação ao desvio padrão, as propriedades do solo com menor variação foram n,  $s_h$  e  $s_w$ , com variação inferior a 15%. Enquanto  $s^*$ ,  $K_s$ , b e  $Z_r$  exibiram desvio padrão superior, chegando a mais de 25% de variação.

1 **Tabela 1.** Valores médios das propriedades do solo para as classes texturais de ocorrência na região semiárida do Brasil

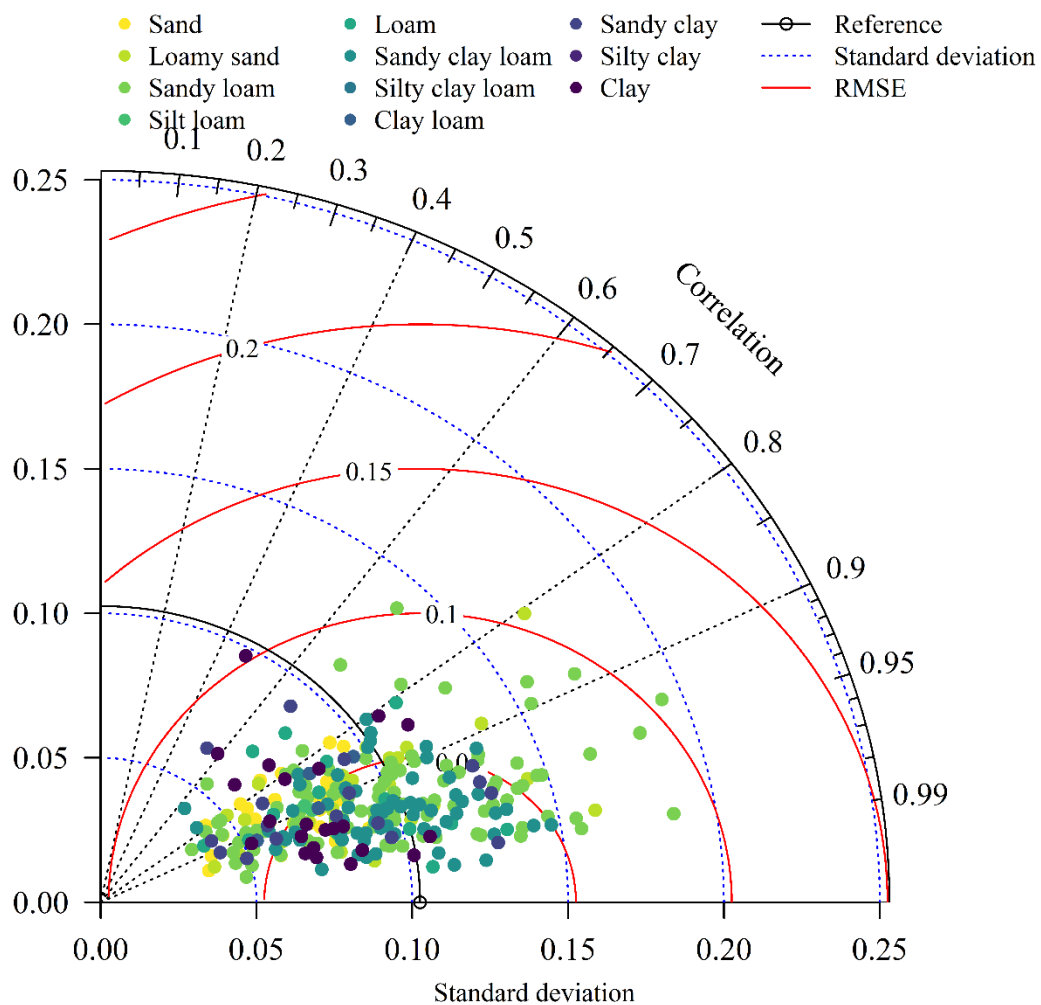
Classe textural	Observações	n (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	s <sub>h</sub>	s <sub>w</sub>	s*	K <sub>s</sub> (cm dia <sup>-1</sup> )	b	Z <sub>r</sub> (cm)
Sand	24	0,436±0,002	0,048±0,005	0,112±0,029	0,269±0,076	264,96±55,95	3,242±0,813	46,79±10,66
Loamy sand	37	0,443±0,004	0,049±0,003	0,141±0,040	0,338±0,102	204,45±55,36	4,181±1,316	43,73±10,28
Sandy loam	110	0,452±0,007	0,081±0,023	0,149±0,022	0,429±0,126	154,82±38,98	5,145±1,217	45,32±9,352
Silt loam	2	0,458±0,013	0,090±0,014	0,232±0,024	0,302±0,073	100,00±28,28	6,000±2,123	42,75±4,24
Loam	14	0,460±0,010	0,127±0,027	0,217±0,041	0,477±0,166	106,52±18,25	5,732±1,409	48,98±9,97
Sandy caly loam	66	0,475±0,008	0,140±0,037	0,223±0,040	0,374±0,070	90,25±19,51	5,223±1,235	54,17±8,05
Silty caly loam	1	0,487±0,000	0,200±0,000	0,300±0,000	0,650±0,000	40,00±0,00	10,000±0,00	51,16±0,00
Clay loam	4	0,481±0,003	0,167±0,023	0,260±0,046	0,490±0,118	75,00±5,77	6,287±0,33	51,66±11,34
Sandy clay	18	0,505±0,010	0,165±0,035	0,249±0,034	0,448±0,076	69,10±13,28	6,876±1,237	55,99±6,11
Silty clay	1	0,522±0,000	0,220±0,000	0,300±0,000	0,579±0,000	69,99±0,00	7,137±0,000	55,05±0,00
Clay	22	0,525±0,016	0,202±0,013	0,282±0,044	0,513±0,053	42,31±12,931	8,598±1,884	55,04±6,19

2 n é a porosidade do solo, s<sub>h</sub> é umidade relativa no ponto higroscópio, s<sub>w</sub> é a umidade relativa no ponto de murcha permanente, s\* é a umidade  
3 relativa limiar onde a abaixo dela a evapotranspiração reduz linearmente, K<sub>s</sub> é condutividade hidráulica do solo, b é o expoente da curva de  
4 retenção de água no solo  $\Psi = \Psi_s S^{-b}$ , Z<sub>r</sub> é a profundidade do solo.

5  
6  
7

### 3.5 Validação das propriedades do solo por classe textural

Os valores médios das propriedades do solo para cada classe textural, apresentaram desempenho satisfatório para modelar a umidade do solo (Figura 5). O  $r$  entre a umidade observada e a modelada através dos parâmetros médios das classes texturais é superior a 0,8 e o RMSE é menor que 0,1 para a maioria dos locais estudados. A maioria dos pontos apresentaram desvio padrão entre 0,05 e 0,15. Além disso, não foi encontrado efeito das classes texturais do solo, pois elas estão distribuídas em diferentes regiões do diagrama de Taylor. Em geral, os resultados obtidos a partir das propriedades médias da classe textural do solo foram semelhantes aos calibrados para cada sítio de medição (Figura 4A). Esses resultados sugerem que os valores médios das propriedades do solo foram adequados para estimativa da umidade do solo. Assim, a utilização de valores médios das propriedades do solo pode ser uma alternativa eficiente para estimar a umidade do solo a partir do modelo estocástico.



**Figura 5.** Diagrama de Taylor de umidade observada com umidade modelada a partir das propriedades médias do solo do Semiárido do Brasil

### 3.6 Correlação entre textura e propriedades do solo

O teor de clay do solo tem uma forte associação com as propriedades  $s_h$ ,  $s_w$  e  $K_s$  (Tabela 2). O teor de argila também tem uma associação moderada  $r$  de 0,56 e 0,43 com as propriedades  $b$  e  $Z_r$ , respectivamente. O  $s^*$  é a propriedade que apresenta menor correlação com a porcentagem de clay ( $r = 0,30$ ). De fato,  $s^*$  tem associações moderadas apenas com  $b$  ( $r = 0,49$ ),  $K_s$  ( $r = -0,42$ ) e  $s_w$  ( $r = 0,38$ ), demonstrando que esta é a propriedade do solo mais dinâmica. Ao analisar as correlações entre as propriedades do solo, é possível observar que  $n$ ,  $s_h$ ,  $s_w$  e  $b$  apresentam associações significativas, variando de forte a moderada. Por outro lado,  $Z_r$  não apresentou correlação com as demais propriedades do solo estudadas. Já o  $K_s$  tem uma correlação negativa com todas as propriedades e teor de clay, ou seja, à medida que qualquer uma das propriedades aumenta o  $K_s$  tende a reduzir.

**Tabela 2.** Correlação entre teor de argila e as propriedades do solo determinadas por modelagem inversa

	Clay	$s_h$	$s_w$	$s^*$	$K_s$	$b$	$Z_r$
Clay	1,00						
$s_h$	0,80	1,00					
$s_w$	0,75	0,77	1,00				
$s^*$	0,30	0,33	0,38	1,00			
$K_s$	-0,69	-0,74	-0,69	-0,42	1,00		
$b$	0,56	0,61	0,56	0,49	-0,75	1,00	
$Z_r$	0,43	0,29	0,28	0,10	-0,21	0,10	1,00

$s_h$  é umidade relativa no ponto higroscópico,  $s_w$  é a umidade relativa no ponto de murcha permanente,  $s^*$  é a umidade relativa limiar onde a abaixo dela a evapotranspiração reduz linearmente,  $K_s$  é condutividade hidráulica do solo,  $b$  é o expoente da curva de retenção de água no solo  $\Psi = \Psi_s S^{-b}$ ,  $Z_r$  é a profundidade do solo.

### 3.7 Distribuição espacial das propriedades do solo

Os semivariogramas podem ser observados na seção 7 *Apêndice* (Figura 1). O modelo de semivariograma exponencial descreveu as distribuições espaciais das propriedades do solo sand, silt,  $s_h$ ,  $s_w$ ,  $s^*$ ,  $K_s$ ,  $b$  e ARM (Tabela 2). Em contraste, o modelo esférico ajustado a sentimento, foi o que melhor se ajustou a clay e  $Z_r$ . Enquanto o modelo esférico descreveu apenas  $n$ . Os melhores modelos de semivariograma foram escolhidos entre  $\mu_{jk}$  e  $\sigma_{jk}$ , mais próximos de 0 e 1, respectivamente (VIEIRA; CARVALHO; GONZÁLEZ, 2010). A propriedade  $K_s$  teve o maior valor para o efeito pepita e patamar, enquanto o  $n$  apresentou os menores valores para esses parâmetros do semivariograma (Tabela 2).

**Tabela 3.** Semivariogramas ajustados para textura e propriedades do solo da região semiárida do Brasil

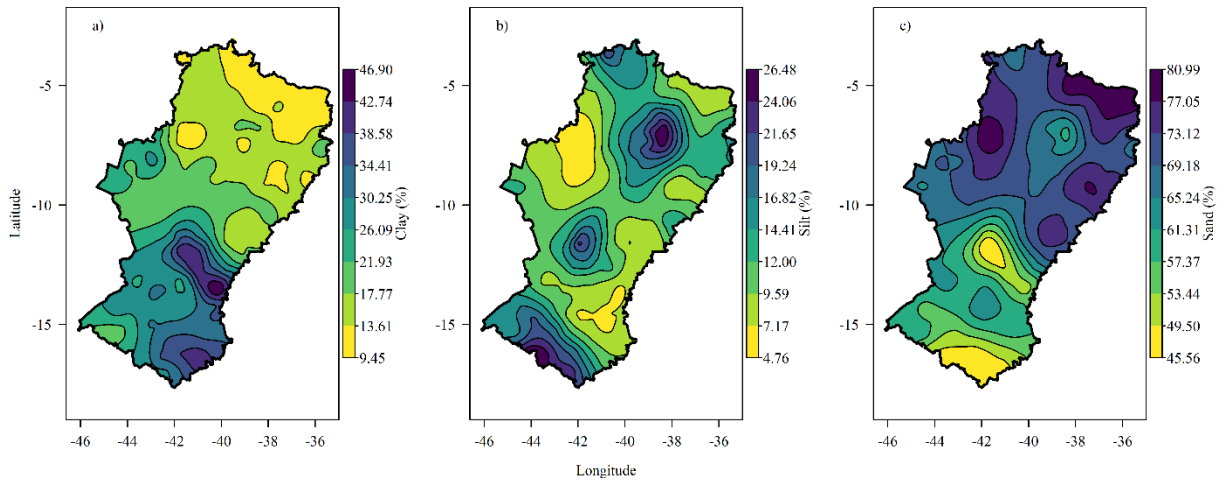
Parâmetro	Modelo	C <sub>0</sub>	C	GDE (%)	A (km)	μ <sub>jk</sub>	σ <sub>jk</sub>
Clay	Spherical*	76,2	274,5	21,7	928,7	-0,00149	1,171
Sand	exponential	190,5	254,2	42,8	891,2	0,00051	1,039
Silt	exponential	72,0	64,8	52,6	356,5	-0,00003	1,213
n	Spherical	0,000221	0,0006659	24,9	1112,0	-0,00158	1,464
s <sub>h</sub>	exponential	0,001663	0,0031293	34,7	1112,0	-0,00039	1,183
s <sub>w</sub>	exponential	0,002468	0,0034559	41,6	749,9	-0,00076	1,067
s*	exponential	0,009655	0,005655	63,0	74,2	-0,00008	1,143
K <sub>s</sub>	exponential	3610,4	2277,9	61,3	559,9	0,00049	1,043
b	exponential	2,3	4,3	34,9	1871,5	-0,00059	1,079
Z <sub>r</sub>	Spherical*	82,4	26,1	74,6	279,6	0,00015	1,032
ARM	exponential	20,7	18,8	52,3	1049,5	0,00015	1,084

\*ajustado a sentimento, n é a porosidade do solo, s<sub>h</sub> é umidade relativa no ponto higroscópico, s<sub>w</sub> é a umidade relativa no ponto de murcha permanente, s\* é a umidade relativa limiar onde a abaixo dela a evapotranspiração reduz linearmente, K<sub>s</sub> é condutividade hidráulica do solo, b é o expoente da curva de retenção de água no solo  $\Psi = \Psi_s S^{-b}$ , Z<sub>r</sub> é a profundidade do solo, ARM é a capacidade de armazenamento de água no solo ( $n \cdot Z_r$ ).

O alcance do semivariograma foi menor para s\* (74,2 km) (Tabela 3), enquanto o maior alcance foi observado para a propriedade b (1871,5 km). As propriedades n, s<sub>h</sub> e ARM têm um intervalo próximo, pouco acima de 1000 km, enquanto as frações de clay e sand também têm um intervalo semelhante (próximo a 900 km). As demais propriedades do solo s<sub>w</sub>, K<sub>s</sub>, silt e Z<sub>r</sub> possuem alcance de 749, 559, 359 e 279 km, respectivamente. De acordo com a classificação proposta por Cambardella et al. (1994), foi encontrado GDE forte (<25%) para as propriedades clay e n, GDE moderado (25 > GDE < 75%) para as demais propriedades (Tabela 3).

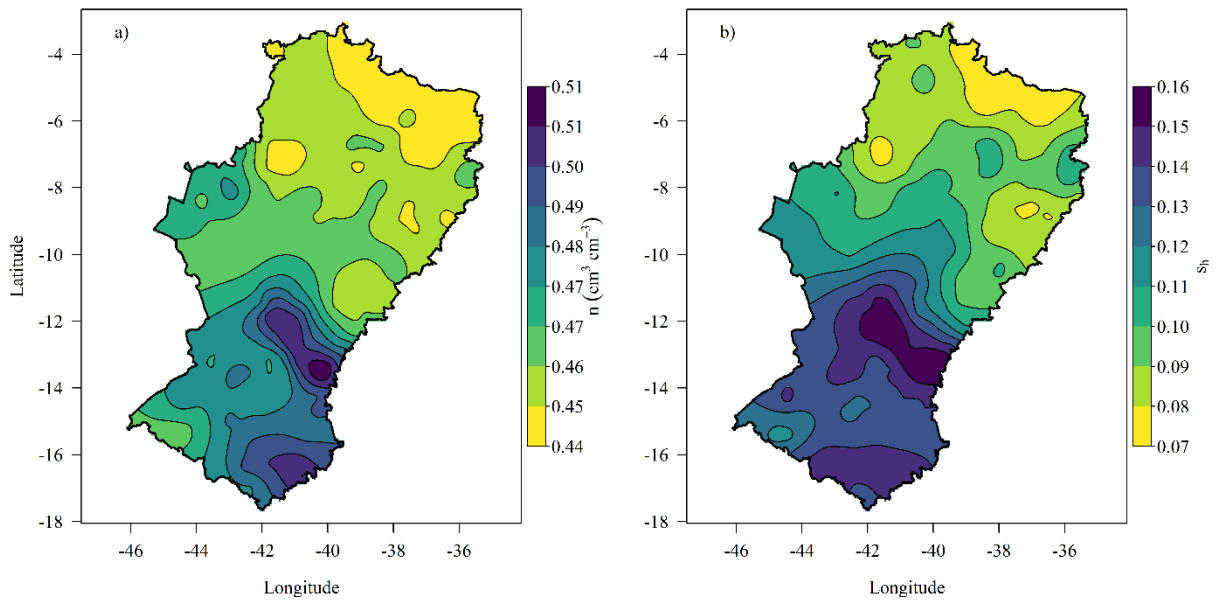
Os mapas de distribuição espacial obtidos por krigagem para as frações de textura do solo clay, silt e sand são apresentados na Figura 6. Esses mapas foram confeccionados em dez intervalos regulares de valores específicos, permitindo uma melhor compreensão das distribuições espaciais. Os solos argilosos (mais 25% de clay) ocorrem em 28,71% da região, concentrando-se na parte sul-sudeste do Semiárido (Figura 6a). Os solos com mais de 25% de silt, ocorrem em pontos isolados nas regiões norte, centro e sul do Semiárido (Figura 6c).

Enquanto os solos com maiores teores de areia (mais de 60% de areia) ocupam 70,13% do Semiárido, com predominância na porção norte do Semiárido (Figura 6c).



**Figura 6.** Distribuição espacial dos teores de argila (a), silte (b) e areia (c) na região semiárida do Brasil.

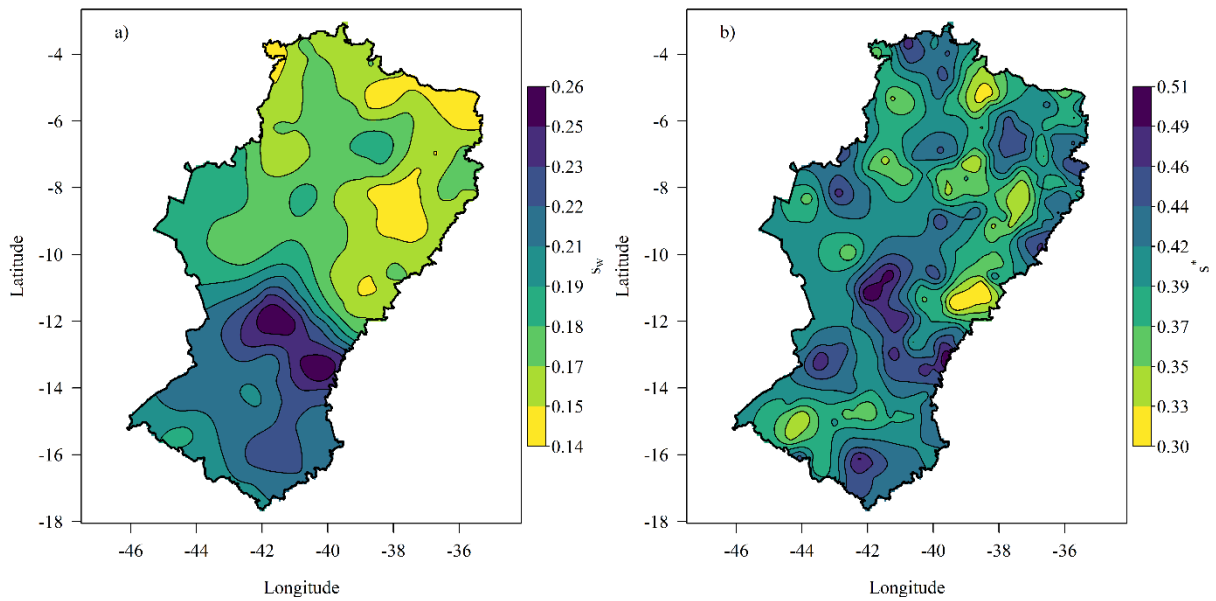
A distribuição espacial do parâmetro  $n$  segue o mesmo padrão de clay, uma vez que é derivada de uma FPT baseada em uma equação linear entre BD e clay (*ver seção 3.1*). Na Figura 7a, é possível observar que os valores mais altos de  $n$  foram localizados na parte sul da região semiárida, enquanto os valores mais baixos estão na porção norte. Além disso, cerca de 72% do Semiárido tem  $n$  entre 0,44 e 0,47  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ , e pouco mais de 3% da região tem  $n$  superior a 0,50  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ . Da mesma forma que  $n$ , o parâmetro  $s_h$  também segue um gradiente na distribuição espacial, com valores menores na parte norte e maiores na parte sul (Figura 7b). O  $s_h$  varia entre 0,07 e 0,16, com aproximadamente 63% da área estudada apresentando valores de  $s_h$  inferior a 0,11.



**Figura 7.** Distribuição espacial das propriedades do solo porosidade –  $n$  (a) e umidade relativa no ponto higroscópico -  $s_h$  (b) no Semiárido do Brasil.

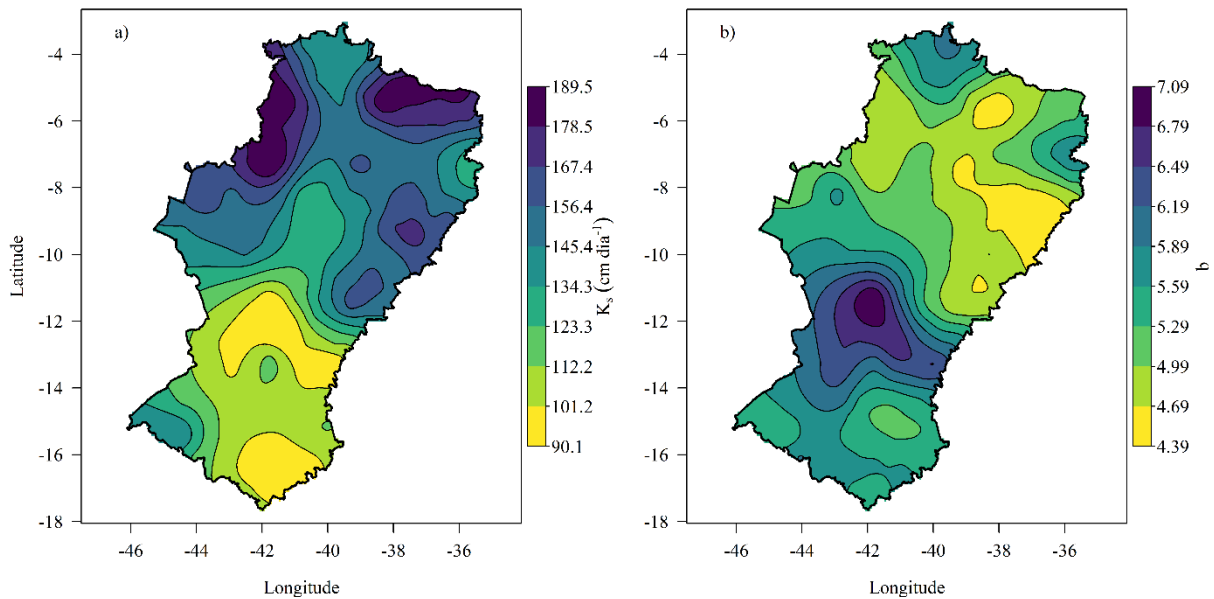
O  $s_w$  variou entre 0,14 e 0,26, sendo que 68% da região semiárida tem  $s_w$  inferior a 0,2 (Figura 8a). Essa propriedade segue uma distribuição similar a  $n$  e  $s_h$ , onde menores valores são observados na parte norte da região e maiores na porção sul. Ao contrário de outras propriedades do solo,  $s^*$  não segue um padrão de distribuição espacial, variou entre 0,30 e 0,51, sendo que entorno de 65% do Semiárido tem  $s^*$  menor que 0,4 (Figura 8b). Esse resultado corrobora as correlações apresentadas da Tabela 2, pois  $s^*$  é uma propriedade do solo sem associação com clay e as demais propriedades.





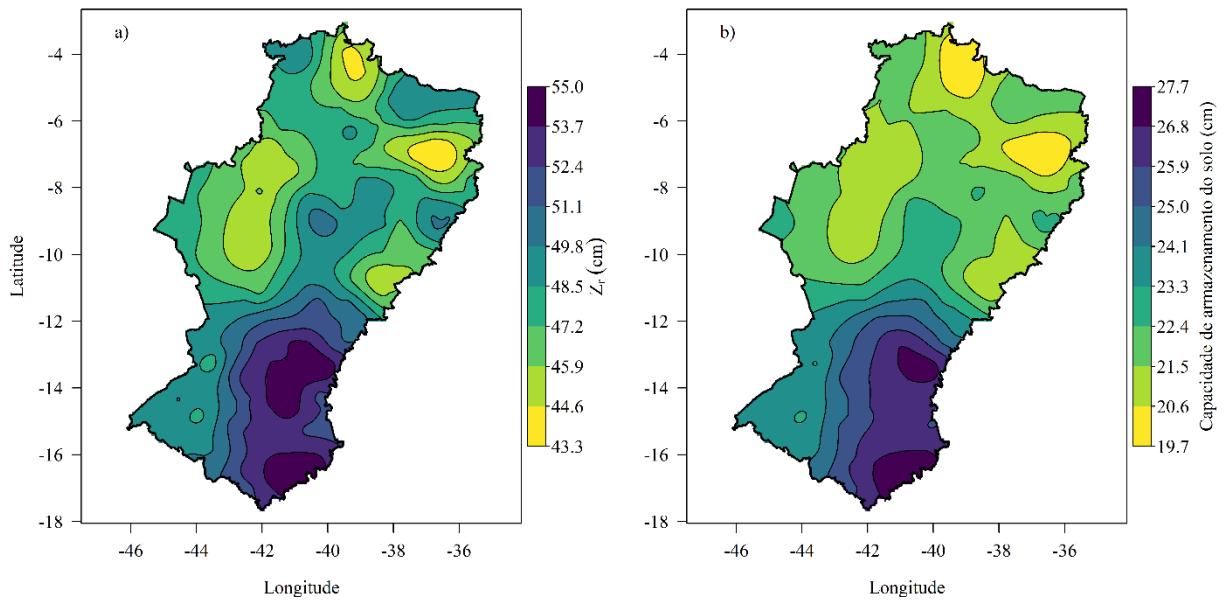
**Figura 8.** Distribuição espacial das propriedades do solo umidade relativa no ponto de murcha permanente –  $s_w$  (a) e umidade relativa no limiar onde abaixo dela a evapotranspiração reduz linearmente-  $s^*$  (b) no Semiárido do Brasil.

A distribuição espacial dos valores de  $K_s$ , revelou valores superiores a  $150 \text{ cm dia}^{-1}$  ao norte e inferior a  $100 \text{ cm dia}^{-1}$  ao sul do Semiárido (Figura 9a). Seguindo o padrão de distribuição espacial da textura do solo (Figura 6), observa-se que os solos mais argilosos apresentam os menores valores de  $K_s$ , enquanto os solos mais arenosos exibem os maiores valores. O  $K_s$  oscilou entre  $90$  e  $189 \text{ cm dia}^{-1}$ , sendo que em 42% da região Semiárida o  $K_s$  é superior a  $150 \text{ cm dia}^{-1}$  e em apenas 10% da região se aproxima de  $90 \text{ cm dia}^{-1}$ . O expoente  $b$  (Equação 3) varia entre  $4,39$  e  $7,09$ , com os maiores valores ocorrendo no centro do Semiárido (Figura 9b), além disso, 68% da área possui valores de  $b$  inferiores a  $5,5$ .



**Figura 9.** Distribuição espacial da condutividade hidráulica do solo saturado –  $K_s$  (a) e do expoente  $b$  da curva de retenção de água no solo  $\Psi = \Psi_s S^{-b}$  (b) no Semiárido do Brasil.

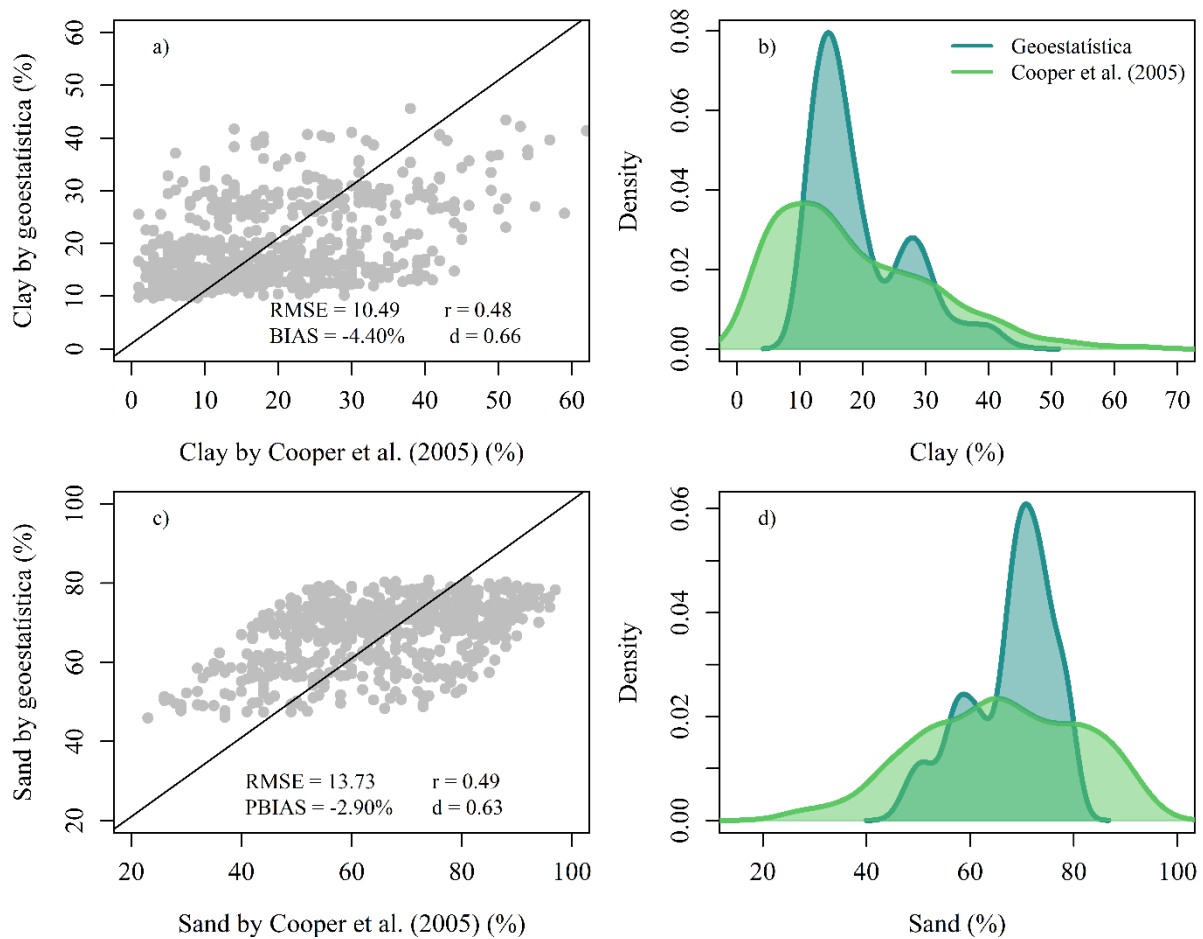
A profundidade ativa das raízes ( $Z_r$ ) apresenta menores valores ao norte e maiores ao sudeste do Semiárido (Figura 10a), seguindo uma distribuição ligeiramente diferente das demais propriedades do solo. Vale ressaltar que o  $Z_r$  não apresenta correlação com clay e demais propriedades do solo (Tabela 2). O  $Z_r$  oscilou entre 43 e 55 cm, sendo que pouco mais de 60% do Semiárido possui solos com  $Z_r$  inferior a 48 cm, e cerca de 25% da região apresentou profundidade do solo superior a 50 cm. A capacidade de armazenamento de água no solo, obtida como produto de  $n$  e  $Z_r$ , possui um padrão de distribuição espacial semelhante a  $Z_r$  (Figura 10b). Portanto, os solos na região norte do Semiárido possuem menor capacidade de armazenamento de água, em comparação aos solos na porção sul e sudeste. Ademais, a capacidade de armazenamento apresentou variação entre 19 e 27 cm, com aproximadamente 66% dos solos do Semiáridos com capacidade de armazenamento inferior a 23,5 cm.



**Figura 10.** Distribuição espacial da profundidade efetiva –  $Z_r$  (a) e a capacidade de armazenamento (b) do solo no Semiárido do Brasil.

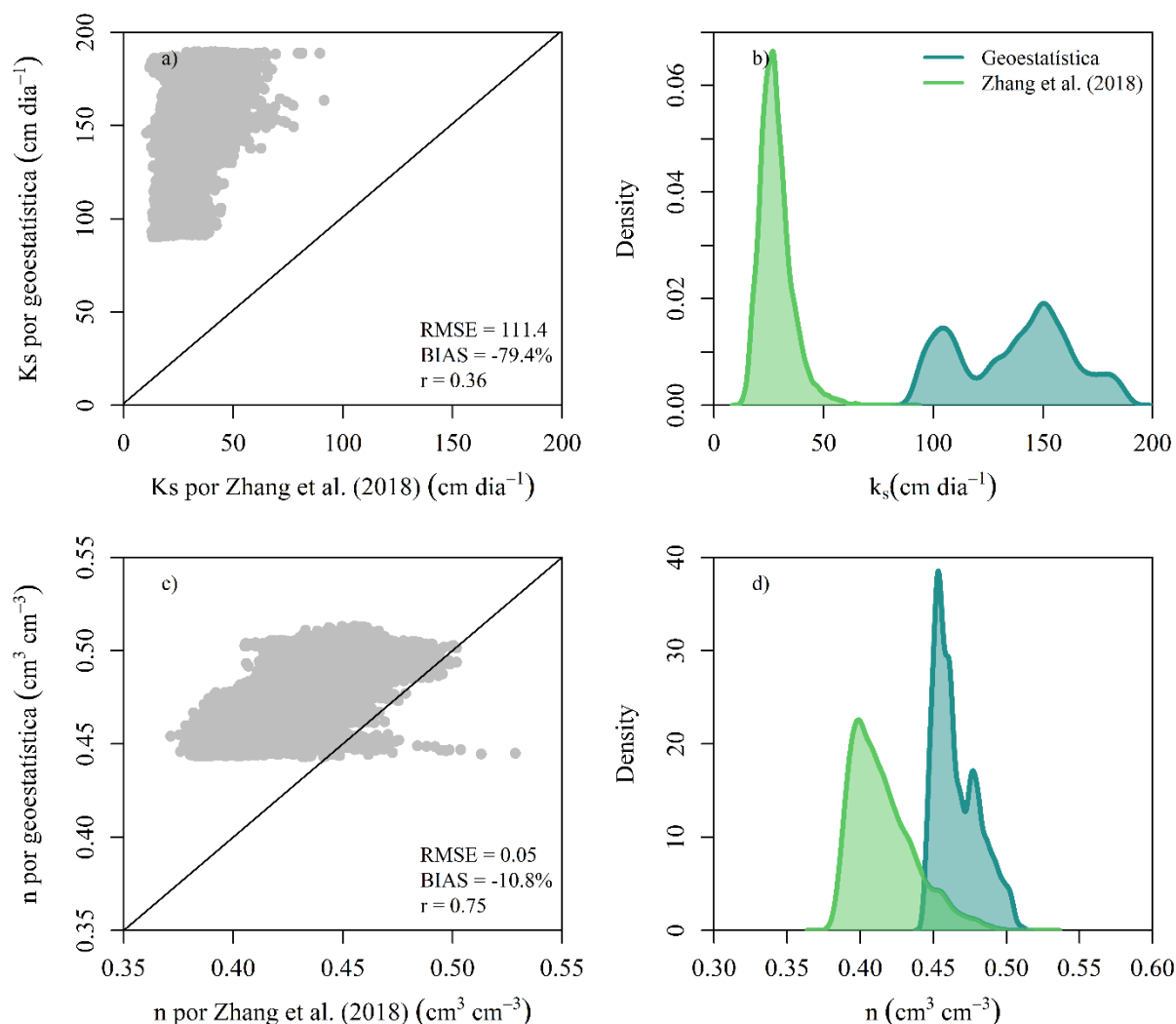
### 3.8 Associação da geoestatística com banco de dados de solo

A relação da porcentagem de clay obtida por geoestatística com a porcentagem de clay da base de dados disponibilizada por Cooper et al. (2005) é apresentado na Figura 11a. Observa-se, uma correlação moderadamente ( $r = 0,48$ ) e um erro absoluto de -10.49%. No entanto, é importante destacar que o PBIAS indica um erro sistemático na ordem de -4.4% entre os dados de clay. Ao analisar o padrão de distribuição, observa-se que o produto da geoestatística tendeu a superestimar o teor de clay na região semiárida na faixa entre 10 e 20% (Figura 11b). Essa técnica também não conseguiu representar com precisão os locais que tiverem dados de clay entre 0 e 8%. Quando se compara os teores de sand obtido por geoestatística com os de Cooper et al. (2005) encontra-se um RMSE na ordem de 13,73%, uma correlação de 0,49 e um erro sistemático de -2,60% (Figura 11c). A maior frequência dos dados de sand no mapa produzido por geoestatística ocorreu entre 65 e 75%, sendo observado superestima para este intervalo (Figura 11d). A distribuição de clay e sand para a região semiárida pode ser observada na *seção 7 Apêndice - Figura 2*.



**Figura 11.** Análise de correlação e densidade de distribuição entre os dados de solo de Cooper et al. (2005) e os interpolados por geoestatística, para as propriedades do solo percentagem de clay (a e b) e percentagem de sand (c e d).

O  $K_s$  estimado por Zhang et al. (2018) apresentou modesta correlação com o  $K_s$  do presente estudo (Figura 12a). A baixa associação está relacionada a subestimativa do  $K_s$  por Zhang et al. (2018), pois esses autores encontram  $K_s$  variando entre 10 e 60  $\text{cm dia}^{-1}$ , enquanto os resultados da geoestatística variam entre 80 e 200  $\text{cm dia}^{-1}$  (Figura 12b). Essa diferença considerável resultou em um elevado erro sistemático entre os mapas de  $K_s$  (PBIAS = -79,4%) (Figura 12a). O  $n$  determinado por Zhang et al. (2018) apresenta satisfatória associação com o  $n$  da geoestatística ( $r = 0,75$ ), e um viés percentual na ordem de -10% (Figura 12c). No entanto, foi observado que o mapa de  $n$  produzido por Zhang et al. (2018) e por geoestatística apresentam densidade de distribuição diferentes, indicado subestimava de  $n$  por Zhang (Figura 12d). A distribuição de  $n$  e  $K_s$  para a região semiárida pode ser observada na seção 7 Apêndice - Figura 3.



**Figura 12.** Análise de correlação e densidade de distribuição entre os mapas produzidos por geoestatística e por Zhang et al. (2018), para as propriedades do solo condutividade hidráulica saturada  $K_s$  - (a e b) e porosidade do solo  $-n$  (c e d).

#### 4. Discussão

##### 4.1 Simplicidade, adaptação e limitações do modelo hidrológico estocásticos

A estrutura utilizada no modelo hidrológico estocástico, apesar de simplificar as perdas de água do solo, apresentou desempenho satisfatório para estimar a umidade dos solos da região semiárida do Brasil (Figura 4). As propriedades do solo obtidas pela técnica de modelagem inversa demonstraram-se representativas para os solos do Semiárido. As divergências entre os valores de umidade do solo observado e estimada, estão associadas aos erros ou limitações do próprio modelo matemático (considerar o perfil de solo homogêneo, desprezar as perdas de água laterais e considerar que ocorre escoamento apenas quando o solo estiver saturado).

A umidade do solo é fortemente influenciada pela chuva, portanto, a confiabilidade na estimativa depende fundamentalmente da adequação dos dados pluviométricos das estações de

monitoramento (CAMMALLERI et al., 2017). Além disso, as propriedades do solo controlam todas as perdas de água do modelo ecohidrológico (ROMANO, 2014; SOUZA et al., 2016). Assim, as propriedades do solo que foram determinadas a partir da modelagem inversa, devem ser representativas para que a estimativa da umidade seja satisfatória.

A média das propriedades dos solos das diferentes classes texturais (Tabela 1), também são consideradas como apropriadas para estimativa da umidade do solo (Figura 5). Os valores médios das propriedades seguiram um comportamento semelhante aos reportados por Laio et al. (2001). Contudo, esses autores encontraram valores superiores para as propriedades  $s_h$ ,  $s_w$  e  $s^*$  para classes texturais mais argilosas. Essa discrepância, reforça a importância de determinar as propriedades dos solos para as condições do Semiárido do Brasil.

#### *4.2 Efeito da textura sobre as propriedades do solo*

Como a porosidade ( $n$ ) foi determinado a partir de DB (estimado pelo teor de argila), conseqüentemente,  $n$  seguiu o mesmo padrão de correlação obtido pelo teor de argila. Assim, devido a essa dependência a propriedade  $n$  não foi incluída na análise de correlação. Foi observado que com o aumento do teor de clay o  $K_s$  diminui, esse comportamento ocorre devido a argila promover redução macroporosidade e elevação da microporosidade, provocando redução no movimento de água no solo (SCHWEN; ZIMMERMANN; BODNER, 2014). As propriedades  $s_h$  e  $s_w$ , que exercem influência sobre o processo de evapotranspiração, também são moderadamente associados ao teor de clay. Para as demais propriedades do solo não foi observado forte associação com o teor de argila. Portanto, essas propriedades podem ser mais influenciadas por fatores como tipos de vegetação, matéria orgânica, classes de solo e processo de formação do solo (CHEN; WILLGOOSE; SACO, 2014).

A comparação dos mapas de distribuição espacial das propriedades do solo (Figuras 7 a 10) e teor de clay (Figura 6a) corroboram com os resultados da análise de correlação, sendo possível observar que as propriedades  $n$ ,  $s_h$ ,  $s_w$  e  $K_s$  possuem distribuição espacial semelhante. Enquanto, as propriedades do solo que apresentam correlação modelada ou insignificante com o teor de clay ( $b$ ,  $Z_r$  e  $s^*$  - Tabela 2), seguem padrões de distribuição espacial distinto das demais propriedades. A associação entre a textura e as propriedades do solo é complexa, mesmo em funções de pedotransferência não é possível descrever vários fenômenos que ocorrem no solo apenas com as informações de textura (SILVA; ARMINDO; PREVEDELLO, 2020b). Assim, as propriedades do solo que têm uma associação fraca com a textura do solo estão relacionadas ao tipo de cobertura do solo, manejo do solo, infiltração, topografia, teor de matéria orgânica e condições meteorológicas (AKSAKAL et al., 2019; BARBOSA et al., 2019; LIU et al., 2015).

A propriedade  $s^*$  não apresentou associação com teor de clay ou com outra propriedade do solo (Tabela 2). Como  $s^*$  está relacionada à limitação da evapotranspiração, ela pode estar mais associada às características intrínsecas da vegetação (altura de plantas, área foliar, sistema radicular e respostas morfofisiológicas à seca) do que à textura e outras propriedades do solo. O  $s^*$  reflete características das plantas (tamanho, densidade, mecanismos de tolerância a seca), solo e clima (BASSIOUNI; MANZONI; VICO, 2023). O  $Z_r$  também apresenta fraca correlação, sendo que essa propriedade pode estar sendo influenciada pelo material de origem e pela intensidade do intemperismo de cada região. Assim, é natural que os solos da região sul do Semiárido sejam mais profundos, pois é a região com maior índice pluviométrico (fator que tende a potencializar o processo de intemperismo) (SILVA et al., 2017b).

#### *4.3 Variabilidade espacial das propriedades do solo*

A utilização de técnicas geoestatísticas para confecção de mapas permite um melhor entendimento dos padrões de distribuição espacial das propriedades do solo, contribuindo para o conhecimento e modelagem dos processos hidrológicos. A espacialização das propriedades do solo também contribui para aumentar o leque de informações sobre as características dos solos na região semiárida, preenchendo uma lacuna significativa de informações.

O alcance dos semivariogramas é amplo, variando de 74 a 1871 km (Tabela 3). Almeida et al. (2017), estudando a variabilidade espacial do índice de erosividade pluviométrica mensal na região semiárida, também encontraram uma extensa variação do alcance, variando de 62 a 1508 km. Quanto maior o alcance, maior a distância em que há similaridade entre vizinhos, por outro lado, um menor alcance implica que a variância tende rapidamente ao comportamento aleatório (OLDONI et al., 2019). Assim,  $s^*$ ,  $Z_r$  e  $K_s$  são as propriedades do solo que apresentam efeito aleatório mais rapidamente, enquanto os atributos  $b$ ,  $n$ ,  $s_h$  e  $s_w$  possuem maior continuidade espacial.

O GDE dos atributos do solo também apresenta elevada amplitude, variando de 21 a 74% (Tabela 3). Apenas clay e  $n$  têm GDE forte, enquanto as outras propriedades apresentam GDE moderado. Santos et al. (2012) e Souza et al. (2017), estudando a distribuição espacial dos atributos do solo em locais da região semiárida, encontraram GDE moderado e fraco. As propriedades  $s_h$  e  $s_w$  que possuem boa associação com o teor de clay (característica intrínseca do solo), apresentam GDE mais robusto em relação as demais propriedades. No entanto,  $K_s$ , que também tem elevada correlação com o teor de argila, apresenta GDE inferior a  $s_h$  e  $s_w$ , isso ocorre devido o  $K_s$  também ser influenciado por fatores extrínsecos (manejo e cobertura do solo). Já o  $Z_r$  apresenta um GDE moderado, pois é uma característica complexa, tendo em vista

que depende de fatores que variam significativamente no espaço (material de origem e as condições que controlam o processo de intemperismo).

A maior porcentagem de clay e Zr no solo da porção sul do Semiárido é resultado de um processo de intemperismo mais intenso nessa região, sendo que a velocidade desse processo depende do material de origem, temperatura e do índice de aridez (que rege a quantidade de água disponível) (CALABRESE; PORPORATO, 2020). Silva et al. (2017b) estudando a distribuição espacial do índice de aridez no Semiárido brasileiro, encontraram que a porção sul da região é que apresenta menor limitação hídrica. Além desses fatores, a vegetação exerce importante contribuição para o intemperismo, pois a cobertura do solo favorece os microrganismos e contribui para acidificação do solo (PORPORATO, 2022).

A propriedade  $s^*$  tem a distribuição espacial mais complexa, pois não segue um padrão como as outras propriedades do solo. Bassiouni et al. (2020), estudando a determinação das propriedades do solo do modelo hidrológico estocástico, também encontraram uma enorme variabilidade espacial de  $s^*$  e relacionaram essa variabilidade com a cobertura do solo. Estudando a umidade que limita a evapotranspiração em diversos tipos de vegetação, Fu et al. (2022) encontram que  $s^*$  é influenciado principalmente pela textura do solo, déficit de pressão de vapor, precipitação pluvial e estrutura da vegetação. Assim, a variabilidade do  $s^*$  pode refletir respostas ou adaptações às condições edafoclimáticas da região.

#### *4.4 Limitações dos mapas globais de propriedades do solo*

Apesar dos dados globais de solo serem uma ferramenta bastante promissora, a elevada heterogeneidade espacial dos solos e baixa densidade amostral utilizada para confecção dos mapas, geram incertezas quanto à sua precisão (POGGIO et al., 2021). Desse modo, quando se deseja elevada precisão, mapas regionais podem ser mais precisos (TUREK et al., 2023). As comparações realizadas no presente estudo, indicaram uma eficiência moderada na descrição das variáveis clay e sand para a região semiárida, visto a associação métricas de erro entre os dados observados e os interpolados por geoestatística (Figura 11).

O mapa de  $n$  produzido por Zhang et al. (2018) apresentou associação com o mapa produzido por geoestatística para o Semiárido (Figura 12c e d). No entanto, o mapa de  $K_s$  produzido por esses autores subestimou de forma considerável essa variável para as condições do Semiárido brasileiro. Destaca-se, que Zhang et al. (2018) determinaram propriedades do solo a partir de funções de pedotransferência (FPT) que descrevem a retenção e movimento de água no solo. A aplicação de uma única FPT para prever globalmente as propriedades hidráulicas do solo leva a vieses, subestimação de incertezas e excesso de confiança no desempenho do



modelo (DAI et al., 2019). Além disso, é essencial considerar que Zhang et al. (2018) basearam-se em mapas globais de propriedades do solo como entrada para as FPTs, o que pode introduzir erros intrínsecos e comprometer ainda mais a determinação do  $K_s$ .

Os erros nas estimativas dos mapas globais de propriedades do solo estão primeiramente relacionados à escassez de amostras representativas. Em regiões com uma densidade amostral reduzida, os modelos têm a tendência de extrapolar as estimativas, resultando em um viés tendencioso (BAI et al., 2022). Meyer e Pebesma (2021), em seu estudo sobre espacialização de propriedades do solo, evidenciaram que o modelo demonstrava um menor nível de erro nos EUA, devido à sua densidade amostral, enquanto na América do Sul, onde a quantidade de pontos amostrados era menor, o erro era mais elevado.

Ademais, é importante considerar que a obtenção de dados de  $K_s$  é uma tarefa complexa, seja por métodos de campo ou de laboratório (SOUZA et al., 2017), o que resulta em uma disponibilidade limitada de bases de dados com essa propriedade. Essa discussão, reforça a relevância sobre a espacialização de propriedades do solo para o Semiárido brasileiro. Portanto, os dados obtidos no presente estudo, fornecem uma base sólida e localmente adaptada para análises mais precisas e confiáveis das propriedades do solo na região semiárida.

## **5. Conclusões**

O modelo hidrológico estocástico demonstrou ser eficaz para estimativa da umidade do solo no Semiárido, desde que as propriedades do solo sejam adequadamente calibradas.

A técnica de modelagem inversa demonstrou ser promissora na estimativa das propriedades do solo na região semiárida. Além disso, observou-se um desempenho satisfatório ao utilizar as propriedades médias do solo para cada classe textural na estimativa da umidade do solo.

A propriedade do solo  $s^*$  é a menos dependente da textura do solo, sendo fortemente influenciada pelo manejo e características edafoclimáticas.

A região norte do Semiárido possui solos com maior capacidade de condução de água e menor capacidade de retenção de água. Por outro lado, solos da porção sul apresentaram maior porcentagem de argila e profundidade do solo.

A disponibilidade de um conjunto de dados confiáveis sobre propriedades do solo para condições Semiáridas é de grande importância para uma variedade de estudos e aplicações de modelagem, permitindo ampliar informações sobre o semiárido do Brasil.

## 6. Referências

- ABDELBAKI, A. M. Evaluation of pedotransfer functions for predicting soil bulk density for US soils. **Ain Shams Engineering Journal**, v. 9, n. 4, p. 1611–1619, 2018.
- ADAB, H. et al. Machine learning to estimate surface soil moisture from remote sensing data. **Water**, v. 12, n. 11, p. 3223, 2020.
- AKSAKAL, E. L. et al. Spatio-temporal variability in physical properties of different textured soils under similar management and semi-arid climatic conditions. **Catena**, v. 172, p. 528–546, 2019.
- ALCÂNTARA, L. R. P. et al. Modeling of the Hydrological Processes in Caatinga and Pasture Areas in the Brazilian Semi-Arid. **Water**, v. 13, n. 13, p. 1877, 2021.
- ALMEIDA, A. Q. DE et al. Modelling the spatial dependence of the rainfall erosivity index in the Brazilian semiarid region. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 52, p. 371–379, 2017.
- ALMENDRA-MARTÍN, L. et al. Agricultural drought trends on the Iberian Peninsula: An analysis using modeled and reanalysis soil moisture products. **Atmosphere**, v. 12, n. 2, p. 236, 2021.
- ALTHOFF, D.; BAZAME, H. C.; NASCIMENTO, J. G. Untangling hybrid hydrological models with explainable artificial intelligence. **H2Open Journal**, v. 4, n. 1, p. 13–28, 2021.
- BAI, X. et al. Prediction of the van Genuchten model soil hydraulic parameters for the 5-m soil profile in China's Loess Plateau. **CATENA**, v. 210, p. 105889, 1 mar. 2022.
- BARBOSA, L. R. et al. Stability of soil moisture patterns retrieved at different temporal resolutions in a tropical watershed. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 43, 2019.
- BASSIOUNI, M. et al. Plant water uptake thresholds inferred from satellite soil moisture. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 7, p. 1–12, 2020.
- BASSIOUNI, M.; MANZONI, S.; VICO, G. Optimal plant water use strategies explain soil moisture variability. **Advances in Water Resources**, v. 173, p. 104405, 1 mar. 2023.
- BOSCHI, R. S. et al. How accurate are pedotransfer functions for bulk density for Brazilian soils? **Scientia Agricola**, v. 75, p. 70–78, 2018.
- CALABRESE, S.; PORPORATO, A. Wetness controls on global chemical weathering. **Environmental Research Communications**, v. 2, n. 8, p. 085005, ago. 2020.
- CAMBARDELLA, C. A. et al. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils. **Soil Science Society of America journal**, v. 58, p. 1501–1511, 1994.

- CAMMALLERI, C. et al. Comparing soil moisture anomalies from multiple independent sources over different regions across the globe. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 21, n. 12, p. 6329–6343, 2017.
- CHEN, M.; WILLGOOSE, G. R.; SACO, P. M. Spatial prediction of temporal soil moisture dynamics using HYDRUS-1D. **Hydrological processes**, v. 28, n. 2, p. 171–185, 2014.
- CLAPP, R. B.; HORNBERGER, G. M. Empirical equations for some soil hydraulic properties. **Water Resources Research**, v. 14, n. 4, p. 601–604, 1978.
- COOPER, M. et al. A national soil profile database for Brazil available to international scientists. **Soil Science Society of America Journal**, v. 69, n. 3, p. 649–652, 2005.
- DAI, Y. et al. A Global High-Resolution Data Set of Soil Hydraulic and Thermal Properties for Land Surface Modeling. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 11, n. 9, p. 2996–3023, 2019.
- FU, Z. et al. Critical soil moisture thresholds of plant water stress in terrestrial ecosystems. **Science Advances**, v. 8, n. 44, p. eabq7827, 4 nov. 2022.
- HENGL, T. et al. SoilGrids250m: Global gridded soil information based on machine learning. **PLOS ONE**, v. 12, n. 2, p. e0169748, 16 fev. 2017.
- IBGE. **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Censo Demográfico**. , 2019.
- INOCÊNCIO, T. DE M.; RIBEIRO, A.; SOUZA, A. G. Soil moisture obtained through remote sensing to assess drought events. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 24, p. 575–580, 2020.
- LAIO, F. et al. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress. **Advances in Water Resources**, v. 24, n. 7, p. 707–723, 2001.
- LIU, H. et al. Soil moisture dynamics across landscape types in an arid inland river basin of Northwest China. **Hydrological Processes**, v. 29, n. 15, p. 3328–3341, 2015.
- LOPES RIBEIRO, F. et al. The impact of drought on soil moisture trends across Brazilian biomes. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 21, n. 3, p. 879–892, 2021.
- MAKOVNÍKOVÁ, J. et al. Comparison of different models for predicting soil bulk density. Case study-Slovakian agricultural soils. **International agrophysics**, v. 31, n. 4, p. 491, 2017.
- MARENGO, J. A. et al. Climatic characteristics of the 2010-2016 drought in the semiarid Northeast Brazil region. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 90, p. 1973–1985, 2017.
- MARQUARDT, D. W. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. **Journal of the society for Industrial and Applied Mathematics**, v. 11, n. 2, p. 431–441, 1963.

- MEYER, H.; PEBESMA, E. Predicting into unknown space? Estimating the area of applicability of spatial prediction models. **Methods in Ecology and Evolution**, v. 12, n. 9, p. 1620–1633, 2021.
- MINASNY, B.; FIELD, D. J. Estimating soil hydraulic properties and their uncertainty: the use of stochastic simulation in the inverse modelling of the evaporation method. **Geoderma**, v. 126, n. 3–4, p. 277–290, 2005.
- MINASNY, B.; HARTEMINK, A. E. Predicting soil properties in the tropics. **Earth-Science Reviews**, v. 106, n. 1–2, p. 52–62, 2011.
- OLDONI, H. et al. Delineation of management zones in a peach orchard using multivariate and geostatistical analyses. **Soil and Tillage Research**, v. 191, p. 1–10, 2019.
- POGGIO, L. et al. SoilGrids 2.0: producing soil information for the globe with quantified spatial uncertainty. **SOIL**, v. 7, n. 1, p. 217–240, 14 jun. 2021.
- PORPORATO, A. Hydrology without dimensions. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 26, n. 2, p. 355–374, 24 jan. 2022.
- RIBEIRO JR, P. J.; DIGGLE, P. J. Analysis of geostatistical data. **The geoR package, version**, p. 1–6, 2006.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I.; PORPORATO, A. **Ecohydrology of Water-Controlled Ecosystems**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.
- ROMANO, N. Soil moisture at local scale: Measurements and simulations. **Journal of Hydrology**, v. 516, p. 6–20, 2014.
- SANTOS, K. S. et al. Variabilidade espacial de atributos físicos em solos de vale aluvial no semiárido de Pernambuco. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, p. 828–835, 2012.
- SCHWEN, A.; ZIMMERMANN, M.; BODNER, G. Vertical variations of soil hydraulic properties within two soil profiles and its relevance for soil water simulations. **Journal of Hydrology**, v. 516, p. 169–181, 2014.
- SILVA, A. C. et al. An assessment of pedotransfer function performance for the estimation of spatial variability of key soil hydraulic properties. **Vadose Zone Journal**, v. 16, n. 9, p. 1–10, 2017a.
- SILVA, A. C.; ARMINDO, R. A.; PREVEDELLO, C. L. Splintex 2.0: A physically-based model to estimate water retention and hydraulic conductivity parameters from soil physical data. **Computers and Electronics in Agriculture**, v. 169, p. 105157, 2020a.

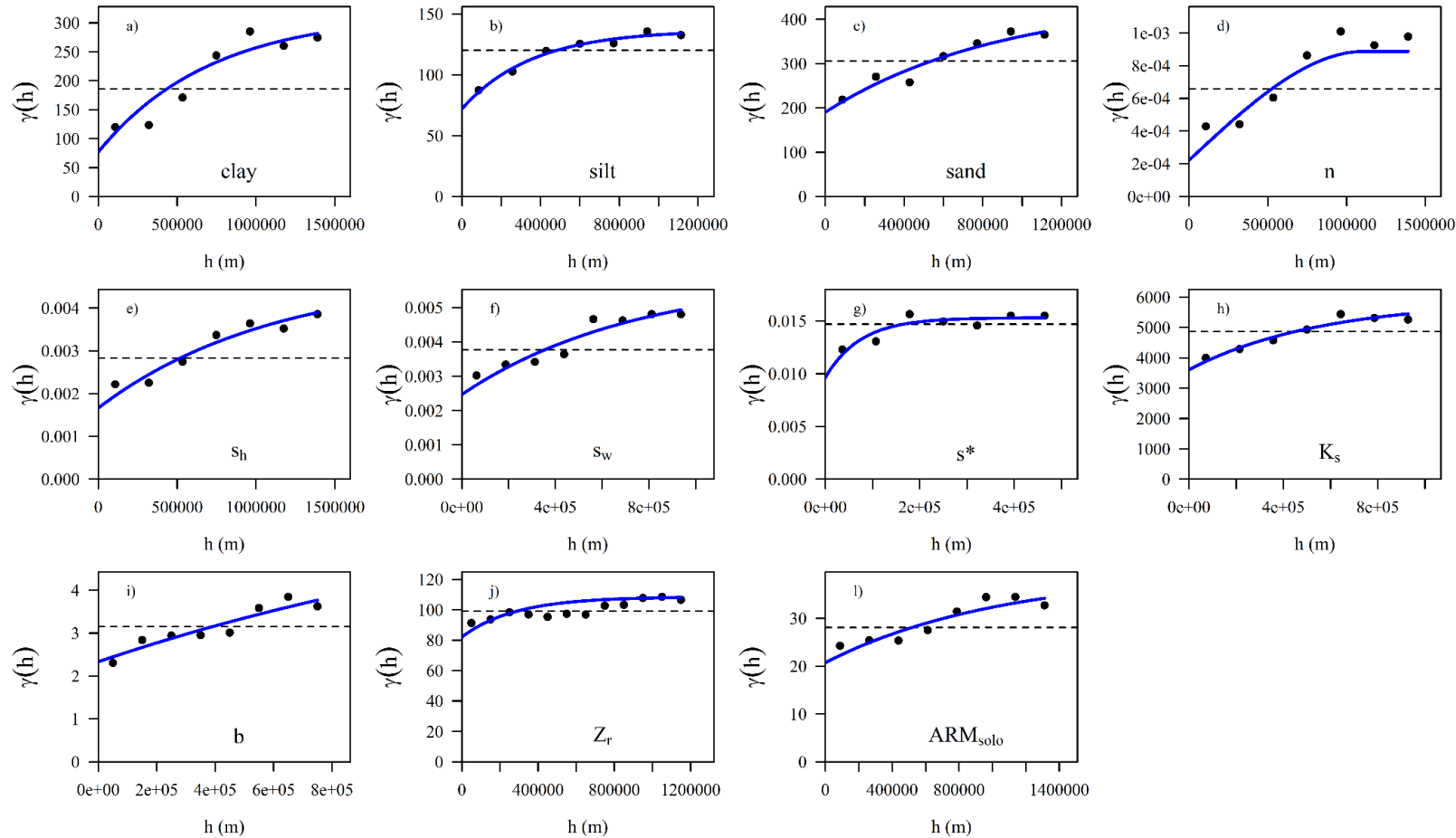
- SILVA, A. C.; ARMINDO, R. A.; PREVEDELLO, C. L. Utilizing Splintex 2.0 for estimating the soil hydraulic conductivity curve measured with instantaneous profile method. **Soil and Tillage Research**, v. 204, p. 104722, 2020b.
- SILVA, J. R. I. et al. Aplicação do método de Budyko para modelagem do balanço hídrico no semiárido brasileiro. **Scientia Plena**, v. 13, n. 10, p. 175–182, 2017b.
- SOUTO, J.; BELTRÃO, N.; TEODORO, A. Performance of remotely sensed soil moisture for temporal and spatial analysis of rainfall over Sao Francisco River basin, Brazil. **Geosciences**, v. 9, n. 3, p. 144, 2019.
- SOUZA, A. G. et al. Use of SMOS L3 soil moisture data: Validation and drought assessment for Pernambuco State, Northeast Brazil. **Remote Sensing**, v. 10, n. 8, p. 1314, 2018.
- SOUZA, R. et al. Vegetation response to rainfall seasonality and interannual variability in tropical dry forests. **Hydrological Processes**, v. 30, n. 20, p. 3583–3595, 2016.
- SOUZA, R. et al. Assessment of the physical quality of a Fluvisol in the Brazilian semiarid region. **Geoderma Regional**, v. 10, p. 175–182, 2017.
- SOUZA, R. et al. Optimal management of cattle grazing in a seasonally dry tropical forest ecosystem under rainfall fluctuations. **Journal of Hydrology**, v. 588, p. 125102, 2020.
- SOUZA, R. et al. Dynamics of soil penetration resistance in water-controlled environments. **Soil and Tillage Research**, v. 205, p. 104768, 2021.
- TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, n. D7, p. 7183–7192, 2001.
- TEAM, R. C. R: A language and environment for statistical computing. 2021.
- TUREK, M. E. et al. Global mapping of volumetric water retention at 100, 330 and 15 000 cm suction using the WoSIS database. **International Soil and Water Conservation Research**, v. 11, n. 2, p. 225–239, 1 jun. 2023.
- URSULINO, B. S. et al. Modelling soil water dynamics from soil hydraulic parameters estimated by an alternative method in a tropical experimental basin. **Water**, v. 11, n. 5, p. 1007, 2019.
- VIEIRA, S. R.; CARVALHO, J. R. P. DE; GONZÁLEZ, A. P. Jack knifing for semivariogram validation. **Bragantia**, v. 69, p. 97–105, 2010.
- VRUGT, J. A. et al. Inverse modeling of subsurface flow and transport properties: A review with new developments. **Vadose Zone Journal**, v. 7, n. 2, p. 843–864, 2008.
- ZERI, M. **A soil moisture dataset over the Brazilian semiarid region.** , 2020.

ZERI, M. et al. Importance of including soil moisture in drought monitoring over the Brazilian semiarid region: An evaluation using the JULES model, in situ observations, and remote sensing. **Climate Resilience and Sustainability**, p. e7, 2021.

ZHANG, Q. et al. Determination of in-situ engineering properties of soil using an inverse solution technique and limited field tests. **Journal of Terramechanics**, v. 79, p. 69–77, 2018.

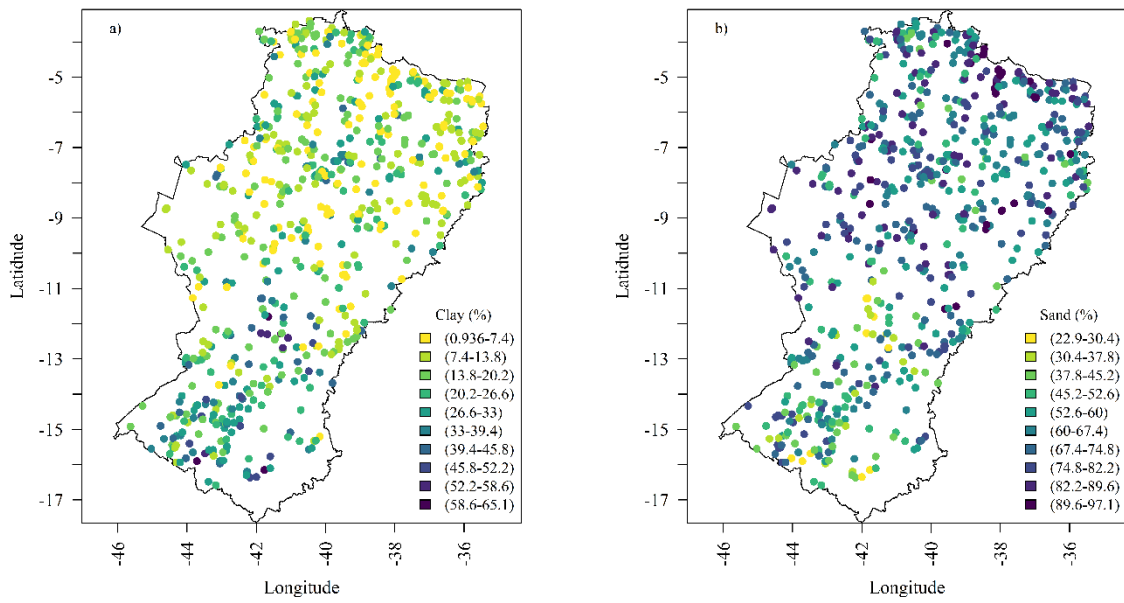
ZHANG, Y.; SCHAAP, M. G.; ZHA, Y. A High-Resolution Global Map of Soil Hydraulic Properties Produced by a Hierarchical Parameterization of a Physically Based Water Retention Model. **Water Resources Research**, v. 54, n. 12, p. 9774–9790, 2018.

## 1 7 Apêndice

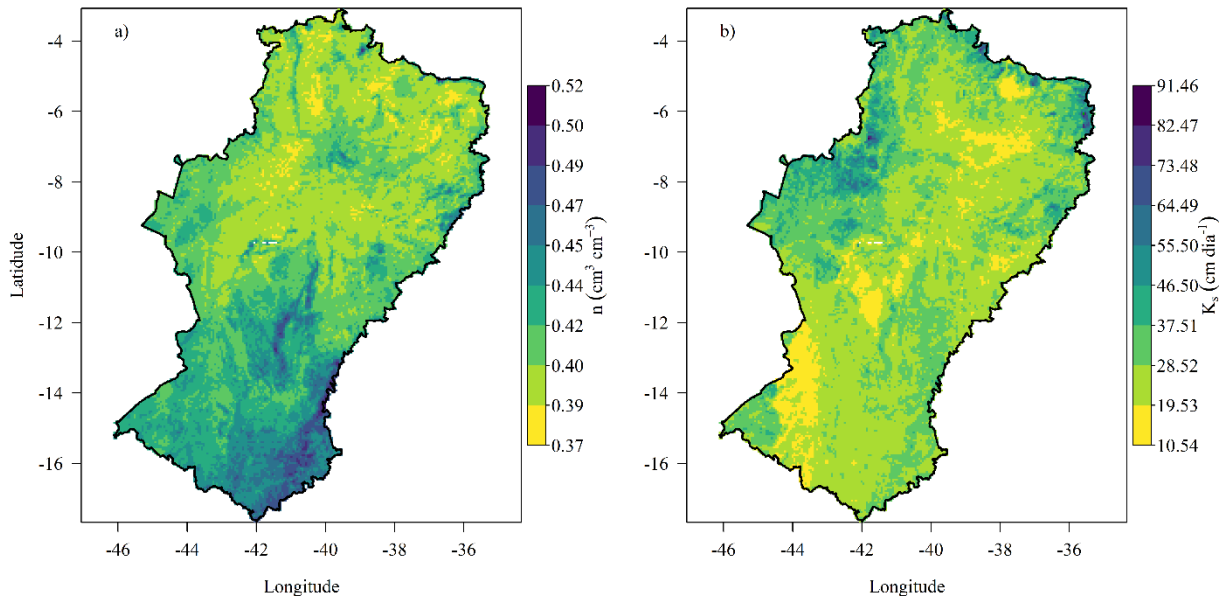


2

3 **Figura 1.** Ajuste dos semivariogramas as propriedades do solo especializadas na região semiárida.  $n$  é a porosidade do solo,  $s_h$  é umidade relativa  
4 no ponto higroscópico,  $s_w$  é a umidade relativa no ponto de murcha permanente,  $s^*$  é a umidade relativa limiar onde a abaixo dela a evapotranspiração  
5 reduz linearmente,  $K_s$  é condutividade hidráulica do solo,  $b$  é o expoente da curva de retenção de água no solo  $\Psi = \Psi_s S^{-b}$ ,  $Z_r$  é a profundidade do  
6 solo,  $ARM$  é a capacidade de armazenamento de água no solo ( $n \cdot Z_r$ ).



1  
2 **Figura 2.** Distribuição espacial dos teores de sand (a) e clay (b) obtidos por Cooper et al. (2005)  
3 para a região Semiárida do Brasil.



9  
10 **Figura 3.** Distribuição espacial da porosidade do solo -  $n$  (a) e condutividade hidráulica  
11 saturada -  $K_s$  (b) com base no produto disponibilizado por Zhang et al. (2018) para o Semiárido  
12 do Brasil.

1  
2  
3  
4  
5  
6  
7  
8  
9  
10  
11  
12  
13  
14  
15  
16  
17



## 1 **CONSIDERAÇÕES FINAIS**

2           A vegetação desempenha um papel crucial nas respostas hidrológicas do Semiárido,  
3 uma vez que a preservação da vegetação desempenha diversas funções na conservação dos  
4 recursos hídricos.

5           A substituição da Caatinga por pastagem acarreta uma série de problemas  
6 hidroambientais, incluindo o aumento do escoamento superficial, bem como das temperaturas  
7 do solo e da superfície.

8           A preservação da Caatinga desempenha um papel fundamental ao promove serviços  
9 ambientais, como a conservação dos recursos hídricos e seu potencial termorregulador.

10           A calibração e validação do modelo hidrológico estocástico para as condições de solo  
11 do Semiárido demonstram a sua utilidade na estimativa da umidade do solo. Isso torna o modelo  
12 uma ferramenta valiosa que pode ser integrada a um sistema de alerta de secas, proporcionando  
13 benefícios significativos.

14           A disponibilização de mapas consistentes das propriedades do solo do Semiárido  
15 brasileiro representa uma contribuição valiosa para diversos estudos de caracterização e  
16 modelagem nessa região.

17           A disponibilização de dados consistentes sobre solos, hidrologia e vegetação  
18 desempenham um papel crucial na formulação de políticas públicas voltadas para a preservação  
19 da vegetação nativa e para a promoção de uma convivência sustentável com o Semiárido.

20