



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO ACADÊMICO DO AGRESTE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL

JOSÉ MARTINS DE FRANÇA NETO

**VARIABILIDADE ESPACIAL DAS PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS DE UM
SOLO COM VEGETAÇÃO DE CAATINGA**

CARUARU

2018

JOSÉ MARTINS DE FRANÇA NETO

**VARIABILIDADE ESPACIAL DAS PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS DE UM
SOLO COM VEGETAÇÃO DE CAATINGA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental, do Centro Acadêmico do Agreste da Universidade Federal de Pernambuco, em 31 de outubro de 2018, como parte dos requisitos para obtenção do título Mestre em Engenharia Civil e Ambiental.

Área de concentração: Tecnologia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Artur Paiva Coutinho.

Coorientador: Prof. Dr. Saulo de Tarso Marques Bezerra.

CARUARU

2018

Catálogo na fonte:
Bibliotecária – Paula Silva - CRB/4 - 1223

F814v França Neto, José Martins de.
Variabilidade espacial das propriedades hidrodinâmicas de um solo com vegetação
de caatinga. / José Martins de França Neto. – 2018.
84f.; il.: 30 cm.

Orientador: Artur Paiva Coutinho.

Coorientador: Saulo de Tarso Marques Bezerra.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco, CAA, Mestrado
em Engenharia Civil e Ambiental, 2018.

Inclui Referências.

1. Regiões áridas (Pernambuco). 2. Metodologia. 3. Hidrodinâmica. 4.
Infiltração (Pernambuco). 5. Caatinga. I. Coutinho, Artur Paiva (Orientador). II.
Bezerra, Saulo de Tarso Marques (Coorientador). III. Título.

CDD 620 (23. ed.)

UFPE (CAA 2018-391)

JOSÉ MARTINS DE FRANÇA NETO

**VARIABILIDADE ESPACIAL DAS PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS DE UM
SOLO COM VEGETAÇÃO DE CAATINGA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental, do Centro Acadêmico do Agreste da Universidade Federal de Pernambuco, em 31 de outubro de 2018, como parte dos requisitos para obtenção do título Mestre em Engenharia Civil e Ambiental.

Aprovada em: 31/10/2018

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Artur Paiva Coutinho – PPGECAM/UFPE
(Orientador)

Prof. Dr. Edevaldo Miguel Alves – NT-CAA/UFPE
(Examinador externo)

Prof.^a. Dra. Tássia dos Anjos Tenório de Melo – DSER-CCA/UFPB
(Examinadora externa)

Dedico esse trabalho a N^a. S^a. da Conceição, por todas preces atendidas e toda interseção junto ao Pai e aos meus pais, Fátima e França, por tudo que representam para mim e por toda a confiança, paciência e dedicação ao longo de toda essa caminhada.

AGRADECIMENTOS

Ao Senhor meu Deus pelo dom da minha vida, por todas as oportunidades concedidas, pelo discernimento e bênçãos derramadas ao longo dessa caminhada.

À N. S.^a da Conceição e a São Miguel Arcanjo por toda intercessão, amparo e proteção. Aos meus pais, Fátima e França, pelas orações, pelo amor e pelo incentivo, sendo meu alicerce durante essa jornada. Sem o apoio e dedicação de vocês, jamais teria chegado até aqui.

A todos os meus familiares e amigos, em nome da minha avó paterna, Marina, por todo carinho, compreensão e apoio destinados. Vocês foram fundamentais nessa conquista.

Ao casal Verônica e Dimas França e ao meu amigo Vinícius Fellype, pelo acolhimento, presteza, parceria e incentivo. O apoio de vocês foi primordial para conclusão desse trabalho.

Ao meu orientador, Prof. Artur Coutinho, pelas oportunidades de crescimento profissionais e pessoais; pelo empenho, pelas cobranças e por toda atenção dedicada ao desenvolvimento desse trabalho.

Ao meu coorientador, Prof. Saulo de Tarso, pelo apoio no início do curso e incentivo no desdobramento dessa pesquisa.

Aos membros da banca de qualificação e defesa da dissertação, Prof.^a Tássia dos Anjos e Prof. Edevaldo Alves, por toda a solicitude e contribuições para o aprimoramento desse projeto.

Aos meus amigos e colegas de pesquisa Guilherme Teotônio, Vitor Barros, Jeisiane Isabella e Adriana Thays, no qual tivemos a oportunidade de iniciar esse desafio juntos, por todo o apoio, compreensão, incentivo e parceria. E, em nome deles, a todos os meus colegas estudantes, pelo convívio e troca de experiências ao longo desses meses.

À toda equipe que auxiliou os experimentos de campo e computacionais desse trabalho. Além dos amigos citados, agradeço aos colegas estudantes Edmilton, Lucas Ravellys e Luísa Muricy; os técnicos de laboratório Gilles e Filipe; e aos amigos Severino Martins, Paulo, Suellem e Larissa Fernandes por toda presteza e atenção.

À toda equipe do Laboratório de Física dos Solos do DEN/UFPE, pelo acolhimento, parceria e contribuições prestadas a esse trabalho.

Aos professores do PPGE CAM por todo conhecimento e experiência repassados, bem como ao secretário Marcelo, pela presteza e atenção em todas as solicitações demandadas.

Enfim, a todos que torceram, oraram e contribuíram direto ou indiretamente para conclusão desse trabalho. Meu muito obrigado e que Deus os abençoe sempre.

“Sê humilde para evitar o orgulho,
mas voa alto para alcançar a sabedoria.”
(AGOSTINHO, 1973, p. 19)

RESUMO

Os estudos relacionados às propriedades hidráulicas dos solos, tais como as curvas de retenção de água e da condutividade hidráulica, são indispensáveis para a caracterização e modelagem de processos de transferência de água em zonas não saturadas do solo. No caso do semiárido brasileiro, existe uma carência de informações hidrodinâmicas com relação ao solo, o que dificulta a compreensão do processo de transferência de água inerentes ao semiárido. Alguns métodos foram desenvolvidos de modo a facilitar a obtenção desses parâmetros, a partir de dados obtidos através de estudos da granulometria e infiltração acumulada, no qual consagra-se a metodologia Beerkan. As propriedades hidráulicas do solo são afetadas por numerosas fontes de variabilidade, tornando-se fundamental o conhecimento da magnitude dos efeitos dessas fontes de variabilidade. Nesse contexto, essa pesquisa apresentou uma análise das propriedades hidrodinâmicas de um solo típico do semiárido pernambucano, avaliando sua capacidade de infiltração de água e variabilidade espacial, a partir da metodologia Beerkan. Os resultados obtidos demonstraram que a área em estudo, que possui textura homogênea, apresentou de média a alta variabilidade nos índices hidrodinâmicos e uma significativa variabilidade espacial, indicando que demais fatores se sobressaíram na resultante dos valores das propriedades hidrodinâmicas.

Palavras-Chave: Semiárido. Beerkan. Curva de retenção. Condutividade hidráulica.

ABSTRACT

Studies related to hydraulic properties of soils, such as water retention curves and hydraulic conductivity, are indispensable for the characterization and modeling of water transfer processes in unsaturated areas of the soil. In the case of Brazilian semiarid, there is a lack of hydrodynamic information regarding the soil, which makes it difficult to understand the water transfer process inherent to the semi-arid. Some methods have been developed in order to facilitate the achievement of these parameters, based on data obtained through granulometry and accumulated infiltration studies, in which the Beerkan methodology is established. The hydraulic properties of the soil are affected by numerous sources of variability, making it essential to know the magnitude of the effects of these sources of variability. In this context, this research presented an analysis of the hydrodynamic properties of a soil typical of the semi-arid Pernambuco, evaluating its water infiltration capacity and spatial variability, based on the Beerkan methodology. The results obtained showed that the study area, which has a homogeneous texture, presented a high variability in the hydrodynamic indexes and a significant spatial variability, indicating that other factors were the result of hydrodynamic properties.

Keywords: Semiarid. Beerkan. Retention curve. Hydraulic conductivity.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Representação do Triângulo Textural.....	18
Figura 2 - Ilustração de um elemento de solo.....	19
Figura 3 - Localização da cidade de Caruaru em relação ao estado de Pernambuco e posição do local de estudos em relação ao Centro Acadêmico do Agreste / UFPE.....	37
Figura 4 - Mapa de solos do estado de Pernambuco, destacando o solo estudado.....	38
Figura 5 - Histórico de precipitações totais anuais (mm) do município de Caruaru	38
Figura 6 - Croqui da malha de 48 pontos em estudo.....	39
Figura 7 - Demonstração dos piquetes utilizados como indicadores dos pontos a se processar a coleta de amostras do solo e experimentos de infiltração tridimensional.	40
Figura 8 - Anéis infiltrômetros de 150 mm de diâmetro utilizados nos experimentos de infiltração	41
Figura 9 - Execução dos experimentos de infiltração em dois pontos da malha em estudo.....	42
Figura 10 - Execução dos ensaios de sedimentação e peneiramento, pertinentes aos experimentos de granulometria.....	42
Figura 11 - Curvas granulométricas dos 48 pontos estudados	50
Figura 12 - Triângulo textural com marcação da classificação textural dos 48 pontos analisados.....	51
Figura 13 - BloxPot das parcelas de Areia, Silte e Argila, em termos percentuais.....	53
Figura 14 - Mapas da espacialização dos parâmetros texturais areia, silte e argila.	54
Figura 15 - Gráficos BloxPot dos parâmetros hidrodinâmicos. (a) Densidades; (b) Umidades; (c) Porosidade.	55
Figura 16 - Mapas de espacialização dos componentes físico-hídricos	58
Figura 17 - Curvas de infiltração dos 48 pontos.....	60
Figura 18 - BloxPot dos parâmetros de forma. (a) parâmetro η ; (b) parâmetro n ; (c) parâmetro m	62
Figura 19 - Mapas de espacialização dos parâmetros de forma	63
Figura 20 - BloxPot dos parâmetros hidrodinâmicos. (a) Condutividade hidráulica saturada; (b) Sorvidade; (c) h_g	65
Figura 21 - Mapas de espacialização dos parâmetros hidrodinâmicos.....	67
Figura 22 - BloxPot das escalas características. (a) comprimento capilar; (b) raio dos poros; (c) quantidade de poros por área.....	69
Figura 23 - Mapas de espacialização das escalas características.....	70
Figura 24 - Curvas de retenção dos 48 pontos estudados.....	72
Figura 25 - Curvas de condutividade hidráulica dos 48 pontos estudados.....	73

LISTA DE SÍMBOLOS

A	Área de seção transversal
$C\lambda_m$	Número de poros por m ²
D	Diâmetro efetivo de uma partícula de solo
D_g	Parâmetro de escala do tamanho das partículas
e	Índice de vazios
F(D)	Distribuição dos tamanhos das partículas
h	Potencial matricial
h_g	Parâmetro de normalização
K(θ)	Condutividade hidráulica não saturada
K_s	Condutividade hidráulica saturada
\bar{K}	Permeabilidade intrínseca
L	Distância entre pontos
m	Parâmetros de forma da curva de retenção
M	Parâmetro de formas da curva de F(D)
n	Parâmetros de forma da curva de retenção
N	Parâmetro de formas da curva de F(D)
p_m	Índice de forma do meio
Q	Vazão em um meio poroso
S	Sorvidade do solo
S	Grau de saturação
t	Tempo
V	Volume total do solo
V_s	Volume de partículas sólidas
V_v	Volume de vazios
V_w	Volume de água no solo
V_a	Volume do ar
w	Umidade gravimétrica
W	Massa do elemento de solo
W_s	Massa de partículas sólidas
W_w	Massa de água
α	Parâmetro de normalização
σ	Porosidade do solo

η	Parâmetro de forma da curva de condutividade hidráulica
θ_r	Umidade volumétrica residual
θ_s	Umidade volumétrica saturada
θ	Umidade volumétrica
λ_c	Escala de comprimento capilar
λ_m	Raio característico de poros
μ	Viscosidade dinâmica da água
ρ_a	Massa específica da água
ρ_s	Massa específica das partículas do solo
ρ	Massa específica do solo

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA	14
1.2	OBJETIVOS	16
1.2.1	Objetivo geral	16
1.2.2	Objetivos específicos	16
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	17
2.1	SOLOS: PRINCIPAIS CONCEITOS E RELAÇÕES FÍSICAS	17
2.2	DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA ÁGUA NO SOLO	21
2.3	MOVIMENTAÇÃO DA ÁGUA NO SOLO	21
2.3.1	Infiltração no solo	22
2.3.2	Lei de Darcy	22
2.3.3	Equação de Richards	23
2.4	PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS DO SOLO	24
2.5	MÉTODO BEERKAN	26
2.6	REGIÃO SEMIÁRIDA: PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS	27
2.6.1	Definições	27
2.6.2	Geologia e vegetação	27
2.6.3	Potencialidade hídrica da região	28
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	30
3.1	INFILTRAÇÃO E PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS DO SOLO	30
3.2	VARIABILIDADE ESPACIAL DAS PROPRIEDADES FÍSICAS E HIDRODINÂMICAS DO SOLO	31
3.3	APLICAÇÕES DO MÉTODO BEERKAN	34
4	METODOLOGIA	37
4.1	ÁREA DE ESTUDO	37
4.2	MALHA EXPERIMENTAL	39
4.3	METODOLOGIA BEERKAN	40
4.3.1	Descrição do método	40
4.3.2	Descrição do procedimento experimental	41
4.3.3	BEST – Algoritmo para processamento dos dados	43
4.4	ESCALAS CARACTERÍSTICAS	48

4.5	ANÁLISE DA VARIABILIDADE DOS PARÂMETROS	49
4.6	ESTIMAÇÃO ESPACIAL	49
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	50
5.1	COMPONENTES TEXTURAIS	50
5.2	COMPONENTES FÍSICO-HÍDRICOS	54
5.3	PARÂMETROS DE FORMA DAS CURVAS DE RETENÇÃO E CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA	60
5.4	PARÂMETROS HIDRODINÂMICOS	64
5.5	ESCALAS CARACTERÍSTICAS	68
5.6	CURVAS DE RETENÇÃO E CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA	71
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	74
7	SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS	75
	REFERÊNCIAS	76

1 INTRODUÇÃO

1.1 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVA

A subsistência humana está diretamente relacionada à capacidade de sustentação dos recursos naturais, em especial: água, terra e vegetação. A utilização adequada desses recursos tem motivado o desenvolvimento de diversas pesquisas, haja vista as diversas dificuldades apresentadas por regiões que convivem com a escassez da quantidade ou qualidade desses recursos. Nestas, verifica-se um quadro em que os ecossistemas e mananciais hídricos encontram-se fragilizados, a produção agrícola é reduzida, o sustento da população se restringe e os processos de desertificação avançam, gerando um potencial aumento da pobreza.

Estas adversidades se evidenciam em regiões áridas ou semiáridas, que ocupam aproximadamente 1/3 da Terra. Conforme Cirilo (2008), desfavorável a essas regiões são os fatores do baixo índice pluviométrico, período chuvoso restrito, geologia predominantemente rasa e cristalina e as altas taxas de evaporação. Inserida nesse contexto, situa-se grande parte da região Nordeste do Brasil que, como agravante, está acometida ao chamado Polígono das Secas, o que traduz em longos períodos de estiagem.

Essa estiagem prolongada traz consigo graves problemas no que concerne ao desenvolvimento da região, a exemplo das dificuldades para o armazenamento e abastecimento de água. Ademais, o semiárido nordestino possui, como uma das principais fontes econômicas, a agricultura familiar, sendo plenamente afetada pela escassez hídrica e pelas suas características geofísicas. Desse modo, a região semiárida do Nordeste brasileiro necessita de um eficiente aproveitamento dos seus escassos recursos naturais, de modo a superar a sua situação de subdesenvolvimento econômico e social.

Adentrando à questão do gerenciamento dos recursos naturais na região semiárida, Cunha *et al.* (2010) apontam que o conhecimento acerca das propriedades do solo configura-se como preponderante para gerenciar o recurso água, expressar o potencial genético das espécies, minimizar a degradação dos recursos naturais e maximizar o potencial do fator clima. Ou seja, conforme o mesmo autor, a otimização da utilização dos recursos hídricos do semiárido deve partir, paulatinamente, do estudo da física do solo.

Um dos estudos importantes no conhecimento da física do solo, refere-se às propriedades hidrodinâmicas do solo. Haja vista a sua relação com diversos fatores governantes no processo de gerenciamento de recursos naturais, como os hidrológicos, relacionados ao

escoamento superficial, processos de transferência, fluxo e armazenamento de água e outros solutos, controle de taxas de evaporação, entre outros, bem como agrônômicos, referindo-se aos processos de fertilização e crescimento das culturas e os processos de desertificação.

Têm-se, portanto, que o sucesso ou fracasso de projetos agrícolas ou de engenharia, muitas vezes é dependente das propriedades físicas do solo utilizado, principalmente, aos aspectos hidrológicos destes (BRADY & WEIL, 2012).

Conforme Hillel (1998) as aplicações teóricas da física do solo que possibilitam a descrição da dinâmica da água no solo em condições de campo, demandam o conhecimento das características hidráulicas do solo, abrangendo a relação prática entre a condutividade hidráulica e o potencial matricial, e este a umidade do solo.

Contudo, de modo a tomar qualquer conclusão acerca dos valores reais das propriedades hidrodinâmicas do solo em campo, se faz necessário coletar várias informações, implicando em ensaios de campo e laboratoriais bastante onerosos, necessitando de um longo tempo para execução e conhecimento dos resultados. Partindo dessa dificuldade, Souza (2005) destaca que os pesquisadores passaram a adotar métodos indiretos, baseando-se em dados do solo prontamente disponíveis, tais como a textura, a massa específica do solo, a porosidade, entre outros.

Em face a análises de métodos alcançáveis para estudo de tais parâmetros, Haverkamp *et al.* (1994) propuseram um método semifísico, denominado “Beerkan”, originado a partir dos estudos que propõem a estimativa de parâmetros fundamentais para caracterização hidrodinâmica do solo, tais como: curvas de retenção e condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica, considerando a textura e a estrutura do solo, baseando-se em ensaios simplificados de infiltração e na análise da distribuição das partículas do solo.

Conforme Santos, Silva e Silva (2012), o método Beerkan vem sendo aplicado em diversas bacias com as mais variadas condições climáticas. A partir desse método, é possível descrever as curvas de retenção e a condutividade hidráulica por cinco parâmetros: dois de forma, relacionados principalmente com a textura e obtidos a partir da curva de distribuição do tamanho das partículas, e três de normalização, dependentes da estrutura do solo e determinados através dos ensaios de infiltração.

Sendo assim, a utilização do método Beerkan facilita um estudo que, conforme Souza (2005), é bastante raro. Trata-se da análise da variabilidade espacial e temporal da curva de retenção e condutividade hidráulica, no qual, é demasiadamente influenciada por diversos fatores.

A partir desse estudo, pode-se inferir acerca do efeito da magnitude das fontes de variabilidade das propriedades hidráulicas do solo e o impacto na variação das propriedades hidráulicas do solo sobre os processos simulados (SOUZA, 2005).

Desse modo, essa pesquisa visa incrementar conhecimentos acerca das características hidrodinâmicas de um solo sob mata nativa de Caatinga, localizado na região do Agreste de Pernambuco, incluída na região semiárida do Nordeste, apresentando um maior entendimento a respeito da capacidade de armazenamento de água, que possibilitem escolhas adequadas de metodologias e tecnologias que visem alternativas para o suprimento dos recursos hídricos da região, favorecendo o desenvolvimento econômico da mesma.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo geral

Realizar a caracterização da variabilidade espacial das propriedades hidrodinâmicas de um solo com vegetação de caatinga.

1.2.2 Objetivos específicos

- a) Determinar as propriedades hidrodinâmicas da zona não saturada de um solo com vegetação de caatinga no semiárido pernambucano;
- b) Analisar os índices de variabilidade dos principais parâmetros hidráulicos do solo em estudo;
- c) Realizar a espacialização dos parâmetros, através de interpolação, para toda a área estudada, observando sua variabilidade espacial.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 SOLOS: PRINCIPAIS CONCEITOS E RELAÇÕES FÍSICAS

O solo pode ser definido como um sistema constituído por um conjunto de partículas sólidas com água e ar. (PINTO, 2000). De um modo geral, pode-se afirmar que os solos são procedentes da erosão das rochas e suas propriedades físicas são determinadas, previamente, pelo tamanho, forma e composição química dos grãos advindos da rocha a partir do qual o solo foi derivado.

Vieira (1975) define o solo como sendo uma superfície inconsolidada que recobrem as rochas e mantém a vida animal e vegetal da Terra, sendo constituídos de camadas que diferem pela natureza física, química, mineralógica e biológica, que se desenvolvem com o tempo sob influência do clima e da própria atividade biológica.

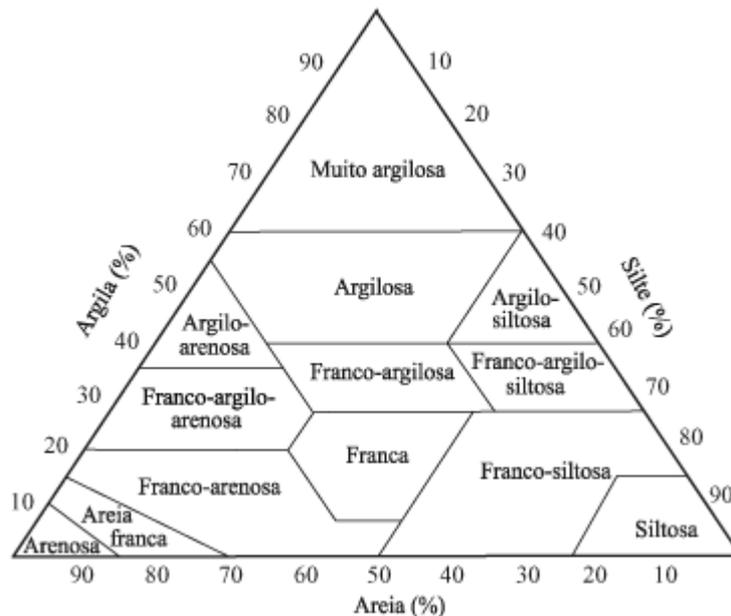
De acordo com Reichardt & Timm (2004), vários são os fatores que influenciam as características dos solos e estes podem apresentar formas demasiadamente distintas, com grande variabilidade espacial, seja bidimensional ou tridimensional. Duas características importantes dizem respeito a textura e a estrutura dos solos.

Conforme Reinert & Reichert (2006), a textura do solo é definida pela proporção relativa das classes de tamanho de partículas de um solo. A Sociedade Brasileira de Ciência do Solo define quatro classes de tamanho de partículas menores do que 2 mm, usadas para a definição da classe de textura dos solos (PREVEDELLO, 1996):

- a) Classe 1: Areia grossa – 2 a 0,2 mm ou 2000 a 200 μm ;
- b) Classe 2: Areia fina – 0,2 a 0,05 mm ou 200 a 50 μm ;
- c) Classe 3: Silte – 0,05 a 0,002 mm ou 50 a 2 μm ;
- d) Classe 4: Argila – menor do que 2 μm .

O número possível de arranjo resultante da combinação das proporções de classes de partículas é muito grande, o que impulsionou o desenvolvimento de um sistema de classificação gráfico e funcional para definição das classes de textura dos solos, denominado triângulo textural (PREVEDELLO & ARMINDO, 2015). O sistema consta da sobreposição de três triângulos isósceles que representam a quantidade de argila, silte e areia do solo, conforme apresentado na Figura 1.

Figura 1- Representação do Triângulo Textural



Fonte: Lemos & Santos (1984).

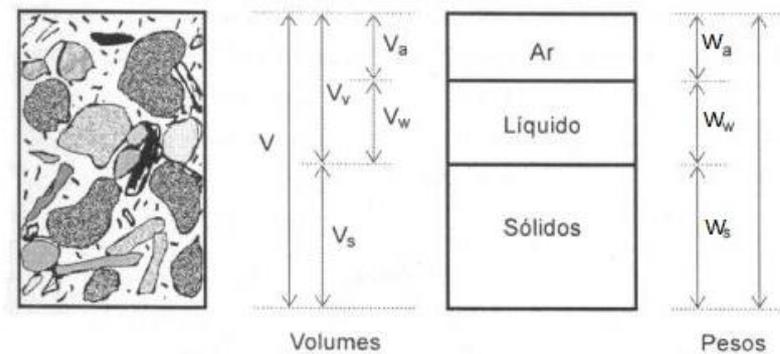
Em relação a estrutura, Reinert & Reichert (2006), a definem como agrupamento e organização das partículas do solo em agregados e está relacionada com a distribuição das partículas e agregados num volume de solo. Considerando que o espaço poroso é de importância similar ao espaço sólido, a estrutura do solo pode ser definida também pelo arranjo de poros pequenos, médios e grandes, ou seja, pela organização das partículas e agregados do solo.

A estrutura do solo, conceitualmente, não é um fator de crescimento das plantas ou indicativo direto da qualidade ambiental. Porém, está relacionada indiretamente com praticamente todos os fatores que agem sobre eles. O suprimento de água, a aeração, a disponibilidade de nutrientes, a atividade microbiana e a penetração de raízes, dentre outros, são afetados pela estrutura dos solos. (REICHARDT & TIMM, 2004)

Em um solo apenas uma parte do seu volume é preenchido pelas partículas sólidas, no qual, o volume restante é chamado de vazios, podendo estes estarem ocupados por água e/ou ar. Assim sendo, o comportamento do solo irá depender da quantidade relativa dessas três fases e várias relações são empregadas para expressar as proporções entre elas.

Um elemento de solo de volume V e massa W , considerando seu estado natural, é demonstrado na Figura 2. Com o intuito de descrever as relações entre volume e peso, separa-se, proporcionalmente, as três fases. Assim sendo, pode-se assumir que o volume total de uma amostra é expresso pela Equação 1 e o peso total, desprezando-se o peso do ar, pela Equação 2.

Figura 2 - Ilustração de um elemento de solo



Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado de

<<https://www.ebah.com.br/content/ABAAAghwoAB/aula-03-propriedades-indices-dos-solos>>. Acesso em março de 2018.

$$V = V_s + V_v = V_s + V_w + V_a \quad (1)$$

Sendo V o volume do elemento de solo [L^3]; V_s o volume de partículas sólidas [L^3]; V_v o volume dos vazios [L^3]; V_w o volume da água [L^3]; e V_a = volume do ar [L^3].

$$W = W_s + W_w \quad (2)$$

Em que W é a massa do elemento de solo [M]; W_s é a massa de partículas sólidas [M]; e W_w a massa de água [M].

Tratando-se das relações acerca do volume, as que são costumeiramente utilizadas para o estudo das três fases do solo são: índice de vazios, porosidade, grau de saturação e umidade volumétrica.

Índice de vazios (e) – é definido como a proporção entre o volume de vazios e o volume de partículas sólidas

$$e = \frac{V_v}{V_s} \quad (3)$$

Porosidade (σ) – relação entre o volume de vazios (volume de ar + volume de água) e o volume total da amostra:

$$\eta = \frac{V_v}{V} \quad (4)$$

Grau de saturação (S) – relação entre o volume de água e o volume de vazios (expresso em porcentagem):

$$S = \frac{V_w}{V_v} \quad (5)$$

Umidade volumétrica (θ) - definida como a razão entre o volume de água e o volume total de uma amostra de solo.

$$\theta = \frac{V_w}{V} \quad (6)$$

Já as relações referentes à massa, as mais usuais são: umidade gravimétrica, massa específica dos sólidos e massa específica do solo.

Umidade gravimétrica (w) – trata-se da relação entre a massa da água e a massa das partículas sólidas em um dado volume de solo:

$$w = \frac{W_w}{W_s} \quad (7)$$

Massa específica dos sólidos (ρ_s) – proporção entre a massa de partículas sólidas e o volume dos sólidos. Na ausência de ensaios pode-se adotar um valor médio de 2,65g/cm³, correspondente à massa específica das partículas do quartzo, em geral o mineral mais abundante:

$$\rho_s = \frac{W_s}{V_s} \quad (8)$$

Massa específica do solo (ρ) – Razão entre a massa de partículas sólidas e o volume total de uma amostra:

$$\rho = \frac{W_s}{V} \quad (9)$$

Ressalta-se ainda, acerca dos principais conceitos e relações físicas interveniente ao estudo das três fases dos solos, o sistema de interação solo-água-ar, que pode ser encarado como o norteador do entendimento sobre as relações hídricas intrínseca aos solos e os estudos dos

processos de infiltração e fluxo de água num volume de solo, abrangendo suas propriedades hidrodinâmicas.

Em relação ao sistema solo-água-ar, Pinto (2000) destaca como fator preponderante para o entendimento do comportamento de todo o processo, a tensão superficial, que é uma característica de qualquer líquido em contato com outro líquido ou com um gás. Devido a presença do ar, a água, na superfície se comporta como uma membrana e suas moléculas, ao entrar em contato com o ar, se orientam em virtude da diferença de atração química das moléculas adjacentes e este comportamento é medido pela tensão superficial. Devido a esta tensão, a superfície de contato entre a água e o solo nos vazios das partículas apresenta uma diferença de pressão, denominada tensão de sucção, sendo esta, responsável por ditar o comportamento do solo em meio as diversas situações, como no caso da submissão do mesmo à infiltração de água.

2.2 DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA ÁGUA NO SOLO

Feitosa *et al.* (2008) definem que, abaixo da superfície do terreno, a água contida no solo e nas rochas pode ser dividida em duas zonas horizontais, sendo: zona saturada e zona não saturada. Essa distribuição pode ser identificada a partir da proporção relativa do espaço poroso ocupado pela água.

O solo não-saturado é um sistema trifásico, em que o grau de saturação é inferior a um. (PIZARRO, 2009). Esse valor numérico decorre da Equação 10 apresentada por Reichardt & Timm (2004):

$$S = \frac{\theta}{\eta} = \frac{V_w}{V_v} \quad (10)$$

2.3 MOVIMENTAÇÃO DA ÁGUA NO SOLO

De acordo com Maciel Netto *et al.* (2000) o movimento da água no solo pode ser considerado essencialmente contínuo. No intuito de analisar essa movimentação, são identificados os seguintes processos: a infiltração no solo, o armazenamento, a drenagem, a evaporação e a absorção pelas plantas.

2.3.1 Infiltração no solo

O processo de infiltração pode ser descrito, conforme Pinto *et al.* (2000), como sendo a dinâmica da penetração da água nas camadas de solo próximas à superfície do terreno, deslocando-se verticalmente, através dos vazios, através da gravidade, até atingir uma camada-suporte, que a retém, formando então a água do solo.

São vários os fatores intervenientes ao processo de infiltração, de acordo com Pinto *et al.* (2000): tipo de solo, altura de retenção superficial e espessura da camada saturada, grau de umidade do solo, ação da precipitação sobre o solo, macroestrutura do terreno e compactação devida ao homem e aos animais.

O conceito de capacidade de infiltração é aplicado no estudo da infiltração para diferenciar o potencial que o solo tem de absorver água pela sua superfície, em termos de lâmina por tempo, da taxa real de infiltração (TUCCI, 2009).

Vários são os modelos para cálculo da infiltração apontados por Coutinho (2011): o modelo empírico de Kostiakov (1932), que posteriormente fora ajustado para o modelo de Kostiakov-Lewis; a equação de Horton (1940), definida através de experimentos de campo, que considera um solo submetido a uma precipitação com intensidade sempre maior à capacidade de infiltração; a equação de Green-Ampt que é derivada da equação de Darcy (1856) através de simplificações no fenômeno da frente de umidade no interior do solo; Philip (1957), que resolveu analiticamente a equação de Richards (1931), propondo uma solução para a condição de contorno de saturação permanente na superfície do solo; e o método Beerkan, apresentado por Haverkamp *et al.* (1994), que propõe a obtenção da curva de infiltração acumulada em função do tempo, com um infiltrômetro a disco ou com um infiltrômetro de anel simples.

2.3.2 Lei de Darcy

De acordo com Tucci (2009), o engenheiro Henry Darcy mostrou, através de experiências, que existe uma relação entre o fluxo de água, para solos em condição de saturação, que atravessa uma camada de areia e o gradiente hidráulico, no qual surgiu o conceito de condutividade hidráulica, sendo uma propriedade macroscópica do meio. O engenheiro propôs, então, a lei que pode ser expressa pela Equação 11:

$$Q = -KA \frac{(H_1 - H_2)}{L} \quad (11)$$

Em que Q é vazão em um meio poroso [L^3/T]; K é a condutividade hidráulica [L/T]; A é a área da seção transversal [L]; (H_1-H_2) é a diferença de cargas hidráulicas; e L é a distância entre os pontos a serem medidos [L].

Ao considerar condições de fluxo em meio saturado, a condutividade hidráulica torna-se uma constante característica do solo e do fluido escoado. Essa condição de valor constante se obtém a partir da permeabilidade intrínseca do solo e da viscosidade do fluido.

A lei de Darcy é válida para a quantificação do movimento da solução através de um meio poroso isotrópico.

Tucci (2009) aponta outra condição para a validade da equação de Darcy (1856), que considera as forças de inércia do fluido desprezíveis em comparação as forças viscosas. Portanto, tal equação não é universalmente válida para todas as condições de escoamento em meios porosos sendo, aplicável apenas para escoamento laminar e em condições que as interações solo-água não resultem em variações na fluidez e na permeabilidade

2.3.3 Equação de Richards

Em linhas gerais, o escoamento em meio poroso se dá em condições não saturadas. Essa interação ocasiona fenômenos como os de adsorção e capilaridade, provocando tensões denominadas pressões de sucção, que equivalem um potencial negativo de pressão, também denominado potencial matricial.

Após a experiência de Darcy (1856), que considera o fluxo em um meio poroso saturado, o primeiro trabalho a ser realizado considerando um meio não-saturado, foi o trabalho de Buckingham (1907). Em seus estudos, Buckingham introduziu aos conceitos definidos por Darcy, funções preponderantes para análise do fluxo de fluídos em meio porosos, como as curvas retenção e de condutividade hidráulica. A partir daí, a equação de Darcy passou a se chamar equação de Darcy-Buckingham, expressa pela Equação 12.

$$q = -K(\theta)\nabla H \quad (12)$$

Richards (1931), em seus estudos, considerou a introdução dos conceitos relativos à lei de conservação de massa nos processos de transferências de fluídos em meio porosos em condições isotérmicas, combinando a equação de Darcy-Buckingham com a equação da continuidade, obtendo uma equação que descreve a transferência de água em solos não

saturados (Equação 13). A equação demonstra que a variação do teor de água com o tempo é igual a variação do fluxo ao longo de uma distância.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] \quad (13)$$

2.4 PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS DO SOLO

Cavalcanti (2012) indica que as propriedades hidráulicas do solo que, basicamente, afetam o processo de transferência da água, são a retenção da água no solo, $\theta(h)$, que descreve a relação entre a umidade volumétrica e o potencial matricial do solo, e a curva de condutividade hidráulica, $K(\theta)$, que é a relação entre a condutividade hidráulica e a umidade volumétrica e expressa o potencial da água no solo.

A curva de retenção representa a relação entre o potencial matricial e o conteúdo de água presente no solo, determinando a quantidade de água que um solo consegue armazenar a certo potencial matricial.

Essas duas variáveis, umidade volumétrica e potencial matricial variam principalmente com a textura e estrutura do solo, além de depender também da conectividade e do tamanho dos poros (REINERT & REICHERT, 2006).

Conforme Tucci (2009), o solo arenoso apresenta um pequeno armazenamento devido a predominância dos poros grandes, fazendo com que o decréscimo de umidade seja abrupto. Contrariamente, em solos argilosos, devido ao grande número de poros de pequenas dimensões, a redução da quantidade de água se dá de maneira gradativa, fazendo com que estes possuam um maior potencial de armazenamento.

Em relação a condutividade hidráulica (K), Pizarro (2009), a define como um parâmetro hidrogeológico, que combina as propriedades do fluido com as propriedades do solo. Deve-se considerar, na análise desse coeficiente, portanto, as características do solo, tais como: porosidade, tamanho, distribuição, forma e arranjo das partículas, além das propriedades do fluido em escoamento (massa específica e viscosidade).

Em um meio isotrópico, a condutividade hidráulica pode ser entendida como sendo numericamente igual à vazão que atravessa uma área unitária submetida a um gradiente hidráulico unitário (FEITOSA *et al.*, 2008).

A condutividade hidráulica é uma função da umidade do solo. Quanto maior for a umidade maior será o seu valor. Das (2011) menciona que o valor da condutividade hidráulica

varia para solos em condições diferentes. Ao considerar solos não saturados, verifica-se que a condutividade é menor e aumenta, rapidamente, conforme aumento do grau de saturação e, ainda, aponta que a mesma está diretamente relacionada às propriedades do fluido a circular pelo solo que, numericamente, pode ser expressa a partir da Equação 14.

$$K = \frac{\rho_w}{\mu} \bar{K} \quad (14)$$

Em que K é condutividade hidráulica [L/T]; ρ_w é o peso específico da água [M/L³]; μ é a viscosidade da água e \bar{K} a permeabilidade intrínseca.

Esta propriedade constitui-se em um parâmetro importante para estudos de avaliação da redistribuição do fluxo de água no solo, planejamento de sistemas de irrigação e drenagem, rebaixamento de lençol freático, movimento da água no interior do perfil do solo, nutrição de plantas, controle de erosão e poluição da água.

Vários são os métodos para obtenção das propriedades hidráulicas mencionadas. Estes podem ser em laboratório ou *in situ*. Soares (2004) cita que os métodos de laboratório apresentam uma deficiência em relação aos métodos de campo, pois as amostras utilizadas em laboratório dificilmente conseguem representar a presença de agregados do solo, dos orifícios de raízes, rachaduras ou pedras, comuns no campo.

Os métodos mais comuns, de acordo com Soares (2004), para determinação das propriedades em laboratório são os lisímetro, a placa porosa e os permeômetros de carga constante. Para a determinação em campo, conforme o mesmo autor, são os métodos da drenagem interna; infiltrometria, sendo infiltrometro a disco ou infiltrometro a simples anel; método inverso e método do furo do trado.

Entretanto, Souza (2008) aponta que normalmente, para se fazer inferências sobre o valor verdadeiro de uma propriedade do solo no campo, se faz necessário coletar um grande número de informações e, especificamente, no caso da caracterização hidrodinâmica dos solos, os modelos tradicionais configuram-se como sendo bastante dispendiosos.

Ainda conforme Souza (2008), vêm se tornando cada vez mais comuns, portanto, a utilização de métodos indiretos, pois estes se baseiam em dados do solo prontamente disponíveis, usuais e de baixo custo, como a distribuição granulométrica, a massa específica do solo, massa específica dos grãos do solo, teor de umidade e dados de infiltração, no qual, neste contexto, destaca-se o método Beerkan, proposto por Haverkamp *et al.* (1994).

2.5 MÉTODO BEERKAN

Haverkamp *et al.* (1994) propuseram um método semifísico, de simples aplicação, a partir das análises de textura e estrutura do solo e de experimentos de infiltração, para estimativa dos parâmetros das curvas de retenção, $\theta(h)$, e condutividade hidráulica, $K(\theta)$.

Neste método, $\theta(h)$ e $K(\theta)$ podem ser descritas, analiticamente, por cinco parâmetros: dois de forma (m ou n e η) relacionados principalmente com a textura, e três de normalização (θ_s , K_s e h_g), dependentes da estrutura do solo. Para tal, são utilizados os modelos propostos por van Genuchten (1980) e Brooks & Corey (1964), representados nas equações descritas a seguir.

Sendo,

$$\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right) = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g}\right)^n\right]^{-m} \quad (15)$$

Com $m = 1 - \frac{2}{n}$, conforme Burdine (1953). Sendo θ a umidade volumétrica [L^3/L^3]; θ_r a umidade volumétrica residual [L^3/L^3]; θ_s = umidade volumétrica saturada [L^3/L^3]; h o potencial matricial [L]; e h_g o valor de escala de h [L].

Bem como, para a formulação da curva $K(\theta)$, tem-se que:

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right)^\eta \quad (16)$$

Em que K_s é a condutividade hidráulica saturada do solo [L/T]; e η é o parâmetro de forma para curva de condutividade hidráulica.

De modo a processar as equações da metodologia Beerkan, Lassabatère *et al.* (2006) propuseram um método de análise dos parâmetros de forma e normalização utilizados. Trata-se do algoritmo BEST. A partir dessa ferramenta, a análise do comportamento hidráulico do solo apresentou-se de maneira mais fácil, robusta e barata em face aos demais métodos de aplicação.

2.6 REGIÃO SEMIÁRIDA: PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS

2.6.1 Definições

A região semiárida é caracterizada pela baixa umidade e reduzido volume pluviométrico, apresentando índices de precipitações médias da ordem de 200 a 400mm. (CIRILO *et al.*, 2010). Os autores evidenciam que estas abrangem a maior parcela dos estados do Nordeste brasileiro, além da região setentrional de Minas Gerais e norte do Espírito Santo, cobrindo uma área de cerca de 969.589,4 Km².

A região nordestina, que perfaz uma área de 1.561.177,8 Km², ocupa 18,7% do território nacional, no qual deste 962.857,3 Km² estão situados no chamado Polígono das Secas.

O Polígono compreende áreas sujeitas repetidamente aos efeitos das secas, apresentando situações desafiadoras para a convivência com a escassez dos recursos hídricos, dificultando as atividades predominantes da região (agricultura e criação de animais), configurando assim um quadro de necessidade de busca de soluções que possam minimizar o êxodo rural e o quadro de pobreza. (CIRILO, 2010).

2.6.2 Geologia e vegetação

A região semiárida é apresenta uma grande variedade de paisagens e ambientes, sendo esta uma característica marcante da região. Nesta, evidencia-se a vegetação de caatinga, que está distribuída em 17 grandes unidades de paisagens e, por sua vez, estão subdivididas em 105 unidades geoambientais (RODAL; SAMPAIO, 2002), de um total de 172 no Nordeste como um todo (SILVA *et al.*, 1993).

Em relação à geologia, Jacomine (1996) dividiu a região semiárida em três áreas conforme a natureza do material originário: áreas do cristalino, áreas do cristalino recobertas por materiais mais ou menos arenosos e áreas sedimentares. A geologia e o material originário exercem papel de grande importância na formação dos solos em função da grande variação em litologias na região.

Segundo relatório do Ministério da Integração Nacional (2005), ocorrem áreas do cristalino com predomínio de gnaisses, granitos, migmatitos e xistos; áreas do cristalino recoberto por materiais mais ou menos arenosos; e áreas sedimentares recentes de depósitos fluviais.

O relevo da região é muito variável, o que contribui para o elevado número mencionado de grandes unidades de paisagem. A altitude média é entre 400 e 500 m, mas pode atingir 1.000 m. Ao redor de 37% da área é de encostas com 4 a 12% de inclinação e 20% de encostas têm inclinação maior do que 12%, o que determina presença marcante de processos erosivos nas áreas antropizadas (SILVA, 2000).

Na região semiárida, os solos estão distribuídos percentualmente em (JACOMINE, 1996): Neossolos Litólicos (19,2%), Latossolos (21%), Argissolos (14,7%), Luvisolos (13,3%), Neossolos Quartzarênicos (9,3%), Planossolos (9,1%), Neossolos Regolíticos (4,4%) e Cambissolos (3,6%). Em 5,4% da região, podem também ser encontrados Neossolos Flúvicos, Vertissolos, Chernossolos, entre outros, em pequenas extensões.

Conforme relatório da CODEVASF (1999), os Luvisolos e os Neossolos Litólicos são pouco profundos e muito suscetíveis à erosão; já os Neossolos Quartzarênicos e os Neossolos Regolíticos apresentam textura muito grosseira, refletindo-se em altas taxas de infiltração, baixa retenção de umidade e baixa fertilidade; por sua vez, os Planossolos contêm altos teores de sódio. Os solos irrigáveis são pouco extensos, sendo os Vertissolos, Argissolos, Latossolos e alguns Cambissolos os principais.

A variação na disponibilidade de água, juntamente com os contrastes físicos, levou ao aparecimento de diferentes tipos de vegetações, muitas vezes na forma de um mosaico (ROCHA, 2009).

Nesse contexto, a Caatinga é o ecossistema predominante na região, cuja flora é composta por árvores e arbustos caracterizados pela rusticidade, tolerância e adaptação às condições climáticas da região. O nome “Caatinga” é de origem tupiguarani e significa “floresta branca”, que certamente caracteriza bem o aspecto da vegetação na estação seca, quando as folhas caem e apenas os troncos brancos e brilhosos das árvores e arbustos permanecem na paisagem seca (ALBUQUERQUE; BANDEIRA, 1995).

2.6.3 Potencialidade hídrica da região

Em relação à disposição de águas superficiais, conforme Cirilo (2010), o semiárido nordestino é uma região enfraquecida em relação ao volume de escoamento de água dos rios. Situação essa que pode ser entendida ao se analisar a variabilidade temporal das chuvas e as características geológicas predominantes na região, que apresentam uma grande parcela de

solos rasos e rochas cristalinas, proporcionando baixas trocas de água entre o rio e o solo adjacente.

A situação referente as águas subterrâneas também não são animadoras. Devido as características geológicas citadas, ainda conforme Cirilo (2010), há uma predominância de águas com teor elevado de sais.

Por outro lado, as reservas de água doce subterrânea nas bacias sedimentares do Nordeste permitem a captação anual de 20 bilhões de m³ por ano, sem colocar em risco as reservas existentes (REBOUÇAS, 1997).

Muito já se foi feito para melhorar a situação do acesso aos recursos hídricos disponíveis na Região Nordeste, porém de forma global ainda precise avançar muito para o desenvolvimento sustentável dessa área, a vista do crescimento acelerado da população, sendo inverso à disponibilidade hídrica.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 INFILTRAÇÃO E PROPRIEDADES HIDRODINÂMICAS DO SOLO

A necessidade de informações acerca dos fatores intervenientes aos processos de infiltração e às propriedades hidrodinâmicas do solo sempre despertaram o interesse e a fomentação de projetos de pesquisas em escala mundial.

Nas últimas décadas, diversos trabalhos foram apresentados, proporcionando uma evolução no entendimento do comportamento das variáveis citadas frente as mais diversas situações observadas. Destes, boa parte refere-se a uma comparação entre os métodos disponíveis na literatura para cálculo das taxas dessas propriedades.

Coelho, Miranda e Duarte (2000) compararam valores de velocidade de infiltração de água no solo, determinados por duas metodologias distintas: infiltrômetro de anéis concêntricos (IANC) e infiltrômetro de aspersores (IAS). Os autores concluíram, a partir do resultado, que a média aritmética dos valores de velocidade de infiltração da água no solo, obtida pela metodologia do infiltrômetro de anéis concêntricos, superestimou a velocidade de infiltração no terreno, obtida por infiltrômetro de aspersores. Além disso, a média geométrica e a moda dos valores de velocidade de infiltração da água no solo, obtidas pela metodologia do infiltrômetro de anéis concêntricos com alta densidade de amostragem, aproximaram-se da velocidade de infiltração de água obtida pelo infiltrômetro de aspersão.

Antonino *et al.* (2001) realizaram a determinação da condutividade hidráulica e da sorvidade em duas camadas, uma argilosa e a outra arenosa, de um solo neossolo flúvico, utilizando os três métodos propostos por Zhang (1997): van Genuchten (VG); Russo (GR); e Zhang & van Genuchten (ZV)). Os experimentos de infiltração foram realizados com o infiltrômetro a disco. Os autores verificaram que os valores da condutividade hidráulica e da sorvidade, estimados pelos métodos VG, GR e ZV, foram maiores para a camada arenosa que para a camada argilosa. Além disso, o valor da condutividade hidráulica, estimada pelo método VG, foi maior que a estimada pelos métodos GR e ZV, enquanto a sorvidade estimada é menor; assim, o método VG sobrepõe a condutividade e, sobretudo, a saturação. Por fim, concluíram que o método GR é o menos recomendado, pois superestima sistematicamente e prediz satisfatoriamente a condutividade hidráulica normalizada para ambas as camadas, enquanto o método VG a prediz razoavelmente, para ambas as camadas.

Oliva *et al.* (2005) avaliaram a condutividade hidráulica através de três métodos: estimativa a partir de análise granulométrica, permeâmetro de Guelph e testes de slug.

Verificaram que todos os valores se situaram entre 10^{-2} e 10^{-4} cm.s^{-1} , destacando os valores de $1,2 \times 10^{-2} \text{cm.s}^{-1}$ para solos com predominância arenosa.

Nascimento *et al.* (2010) analisaram a curva de retenção de água no solo a partir dos métodos de Arya & Paris (1981), câmara de Richards (1965) e centrífuga, em um Neossolo Quartzênico. Os resultados apontaram que as calibrações específicas do método de Arya & Paris foram as mais recomendadas, tanto pela possibilidade do uso da curva de retenção de água no solo para o manejo de irrigação, como pela facilitação de aplicação.

Bem como, há de se destacar trabalhos que objetivaram uma elucidação acerca dos fatores que influenciam as propriedades hidrodinâmicas e a capacidade de infiltração do solo, buscando evidenciar o impacto entre os mais diversos parâmetros nessas propriedades.

Miguel *et al.* (2009) verificaram o impacto causado pelo pisoteio de bovinos nas taxas de infiltração de um Argissolo Vermelho-Amarelo. Como resultado, os autores identificaram uma redução da taxa de infiltração de até 73,3% da taxa de infiltração, para a camada superficial.

Di Maio *et al.* (2015) combinaram os modelos semi-empíricos de Archie e van Genchten, que relacionam a condutividade hidráulica e a resistividade elétrica ao grau de saturação, para obter uma associação direta entre condutividade hidráulica e resistividade elétrica. Os autores observaram uma relação inversa entre condutividade e resistividade, devido à predominância do componente eletrolítico sobre a condutividade.

3.2 VARIABILIDADE ESPACIAL DAS PROPRIEDADES FÍSICAS E HIDRODINÂMICAS DO SOLO

O conhecimento da variabilidade espacial dos parâmetros hidrodinâmicos do solo possui grande importância no tocante ao planejamento do uso e manejo do mesmo, favorecendo estudos para tomada de decisões e aplicações das técnicas mais apropriadas para melhor aproveitamento na finalidade objetivada.

Partindo daí, diversos métodos são apresentados para espacialização dos parâmetros, no qual o advento da geoestatística se destaca, pela possibilidade não só da estimação dos parâmetros hidrodinâmicos no espaço, como também por indicar o grau de dependência espacial dos parâmetros.

Cichota *et al.* (2003) objetivaram estimar o grau de dependência espacial, o seu alcance e sua influência na variabilidade geral da taxa de infiltração, bem como determinar o número necessário de amostras para obter determinada precisão em um experimento realizado num

Argissolo Vermelho, com textura média sob plantio direto. O conjunto de resultados foi submetido à análise estatística descritiva, exploratória e geoestatística, no qual procedeu-se à análise geoestatística, com confecção dos semivariogramas, que foram modelados utilizando-se o *software* Variowin. A taxa de infiltração apresentou-se altamente variável, especialmente para os tempos iniciais. Verificou-se a existência de dependência espacial com alcance na ordem de 3,5 m. A estimativa do número de observações necessárias para um desvio definido aumentou quando se utilizaram apenas dados espacialmente independentes.

Montenegro & Montenegro (2006) avaliaram a variabilidade espacial de classes texturais do solo, da condutividade hidráulica e da condutividade elétrica do extrato de saturação, em uma planície aluvial onde se pratica agricultura irrigada. Para o estudo da variabilidade espacial, foi realizado uma análise de semivariogramas experimentais e teóricos das variáveis pertinentes, na qual a distribuição espacial foi analisada através do método da krigagem. Como resultado, os autores constataram que os solos dominantes, de textura franca e franco-arenosa, têm influência na distribuição espacial da condutividade hidráulica e de salinidade, apresentando elevadas escalas de dependência espacial.

Mello, Bueno e Pereira (2006) avaliaram a variabilidade espacial das propriedades físicas e químicas do solo, visando fornecer subsídios ao manejo localizado de insumos. Tratando-se das propriedades físicas buscou-se analisar as frações de areia e de argila presente no mesmo. Ao final da pesquisa verificou-se que os solos com maior quantidade de areias em sua composição granulométrica apresentavam maior dependência espacial, menos intemperização e conseqüentemente erosões em sulcos que progridem para voçorocas.

Lima *et al.* (2006) analisaram a variabilidade espacial de características físicas de um Cambissolo Háplico típico, por meio da geoestatística. Os dados foram avaliados por estatística descritiva e pela análise da dependência espacial com base no ajuste de semivariogramas. O coeficiente de variação indicou variabilidade baixa para os teores de areia grossa e total, conteúdo de água retida na tensão de 0,03 e 1,5 MPa, densidades do solo e das partículas e porosidade total; e média para os teores de argila, silte e água disponível. Com exceção dos conteúdos de água retidos na tensão de 0,03 e 1,5 MPa e da densidade de partículas, as demais variáveis apresentaram dependência espacial, sendo o esférico e o exponencial os modelos ajustados aos semivariogramas. O efeito pepita teve pequena contribuição na variância total dos dados, indicando forte dependência espacial para os teores de areia fina e argila, porosidade total e água disponível. As demais variáveis apresentaram dependência moderada. Houve grande variação na distância até onde as características físicas do solo apresentam dependência espacial.

Souza *et al.* (2008a) objetivaram analisar a variabilidade espacial dos parâmetros das curvas $\theta(h)$ e $K(\theta)$ descritas, respectivamente, pelos modelos de van Genuchten (1980) e de Brooks & Corey (1964), através do método Beerkan, analisando dois solos (Neossolo e Latossolo) cultivados em feijão. O método utilizado para estudar a variabilidade espacial das propriedades hidrodinâmicas, consistiu em analisar as N observações da variável, aplicando os princípios da análise geostatística e os semivariogramas experimentais onidirecionais foram calculados e modelados com o programa geostatístico Variowin. Os resultados obtidos indicaram que a modelagem permitiu estimar os parâmetros n , η , θ_s , $\ln K_s$ e $\ln |h_g|$, dos dois solos, assim como a magnitude de sua dependência espacial, no qual foi verificado que os parâmetros θ_s e $\ln |h_g|$ foram mais sensíveis à variação no Neossolo Fúvico que no Latossolo Amarelo, com seus semivariogramas apresentando estruturas de variação com fraca dependência espacial.

Oliveira Júnior *et al.* (2014) analisaram, através do estudo da variabilidade espacial dos parâmetros das curvas de retenção e condutividade hidráulica, o impacto da pastagem nas propriedades hidrodinâmicas de um Neossolo Regolítico no Agreste de Pernambuco, através do método Beerkan. Para isto foram realizados ensaios de infiltração no intuito de compor a análise do comportamento das propriedades hidrodinâmicas na pastagem e na mata nativa. Conforme os resultados, os autores concluíram que o manejo do solo com pastagem alterou significativamente todas as variáveis analisadas, com destaque para a densidade do solo (ρ_s) e a condutividade hidráulica saturada (K_s), que foram as mais afetadas pelo pisoteio dos animais. Ademais, com exceção das ρ_s e θ_s , na pastagem, e da sorvidade, na caatinga, a análise geostatística identificou a existência de estrutura de dependência espacial dos demais atributos estudados e permitiu seus mapeamentos utilizando-se técnicas da geoestatística e Krigagem.

Lima *et al.* (2015) analisaram a variabilidade espacial da infiltração, densidade do solo e textura em uma área de encosta sob processo de degradação no semiárido paraibano. O estudo contemplou uma malha formada por 49 pontos, equidistantes 20m, nas profundidades de 0-10cm e 10-20cm, totalizando 98 amostras. Os autores identificaram que o método da Krigagem foi apropriado para a análise de variabilidade podendo afirmar que todos os atributos analisados apresentaram dependência espacial.

Mota *et al.* (2017) avaliaram a variabilidade espacial dos parâmetros da equação de van Genuchten em um Latossolo Vermelho - Amarelo em Piracicaba-SP. Para tal, foram realizados experimentos amostrais em uma malha de 60 pontos, equidistantes 5m e, em uma profundidade de 0,8m, de modo a atingir uma máxima homogeneização das partículas do solo. Como

resultado, os autores identificaram que, apesar da uniformidade na textura e na densidade do solo, os parâmetros da equação de van Genuchten variam espacialmente.

3.3 APLICAÇÕES DO MÉTODO BEERKAN

Desde sua origem, a partir do trabalho de Haverkamp *et al.* (1994), o método Beerkan vem sendo explorado para diversas análises, em diversas situações distintas. Contudo, foi a partir do trabalho realizado por Lessabatière *et al.* (2006) que a difusão do método se tornou mais contundente. Na ocasião, os autores propuseram um método de cálculo prático e robusto para processamento e resolução das equações pertinentes à metodologia Beerkan, o algoritmo denominado *Beerkan Estimation of Soil Transfer* (BEST).

No Brasil, a utilização da metodologia Beerkan com o uso do BEST se destaca a partir do trabalho de Souza *et al.* (2008b), que utilizaram o método para processar uma análise dos parâmetros de forma e de normalização das curvas $\theta(h)$ e $K(\theta)$, em dois solos (Neossolo Flúvico e Latossolo Amarelo), apresentando três distintas classes texturais, no estado da Paraíba. Como resultado, os autores verificaram valores médio de K_s da ordem de $0,010 \text{ mm.s}^{-1}$ e θ_s médio de $0,37 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ para solos franco-argilosos; K_s de $0,02 \text{ mm.s}^{-1}$ e θ_s de $0,40 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ para solos franco-arenosos; e um K_s de $0,03 \text{ mm.s}^{-1}$, com um θ_s de $0,37 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ para solos arenosos, evidenciando uma relação entre os parâmetros e a textura do solo, no qual, para os parâmetros de forma, os solos com frações mais arenosas, apresentaram resultados mais elevados.

Silva *et al.* (2009) avaliaram a condutividade hidráulica em dois solos, Podzólico Hidromórfico (PH) e Pozólico Vermelho-Amarelo (PVA), apresentando três classes texturais: areia, areia franca e franco-arenosa. Os resultados obtidos indicaram valores médios de K_s da ordem de $0,12$ e $0,05 \text{ mm.s}^{-1}$ para os solos arenosos dos dois solos, respectivamente; $0,24$ e $0,08 \text{ mm.s}^{-1}$ para areia franca; e $0,39$ e $0,07 \text{ mm.s}^{-1}$ para os solos franco-arenosos.

Gondim *et al.* (2010) estudaram a condutividade hidráulica para um Argissolo Amarelo em uma área de plantio de manga. O solo, de classificação textural argilosa, obteve valores médios para o K_s de $0,0134 \text{ mm.s}^{-1}$.

Santos (2011) analisou o K_s para um solo com mata nativa de Caatinga e cultivado com milho e feijão. Na ocasião, o autor identificou parcelas de solos argilosos, siltosos e arenosos, sendo os solos do tipo Luvisolo Crômico, Vertissolo Cromado e Neossolo Lítico. Os resultados apontaram um K_s médio de $0,0014 \text{ mm.s}^{-1}$.

Santos, Silva e Silva (2012) avaliaram a condutividade hidráulica para solos em mata nativa e com plantio de abacaxi, para três classes texturais distintas: areia, areia franca e franco-arenosa, sendo os solos divididos em Epodossolos (EP) e Argissolos Vermelho-Amarelo (VA). Os valores de médios Ks para os solos arenosos foram 0,18 e 0,14 mm.s^{-1} , respectivamente para o EP e o VA; 0,073 e 0,1440 mm.s^{-1} para os solos de classe areia franca; e 0,06 e 0,22 mm.s^{-1} para os solos franco-arenosos.

Sales (2013) estudou o Ks para solos com plantio de abacaxi, mata atlântica nativa e cana de açúcar, inseridos na bacia do Rio Gramame, no Nordeste. Os valores obtidos foram 0,098, 0,12 e 0,05 mm.s^{-1} , respectivamente

Souza *et al.* (2016) estudaram os valores de condutividade hidráulica e retenção para solos em vazante, no açude Cajueiros e no açude Flocos, no estado de Pernambuco. Ambos os solos foram tidos como Neossolo Flúvico e a textura variou entre arenosa e argilosa. O solo arenoso apresentou um Ks médio de 0,0145 mm.s^{-1} e um θ_s de 37,6 $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ e o solo argiloso um Ks de 0,0027 mm.s^{-1} e um θ_s de 46,6 $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$.

Santos *et al.* (2018) pesquisaram os valores de Ks para um Neossolo Litólico (NL), com classificações texturais distintas, sob o uso de agricultura irrigada, no estado de Pernambuco. O Ks médio obtido pelos autores foi de 0,1830 mm.s^{-1} .

Como pode ser observado, os trabalhos citados apontam uma grande variação dos valores de condutividade hidráulica, para solos de mesma classe textural ou distintas, sob mesma condição de uso do solo ou usos diversificados. Sendo assim, configura-se uma tendência de que a condutividade hidráulica do solo pode sofrer interferência de diversos fatores, não estando estritamente contígua a um único parâmetro.

Desde a última década também se destacaram trabalhos que objetivaram comparar os procedimentos do Beerkan e do BEST com outros métodos consagrados pela literatura, no intuito de verificar a robustez do método.

Xu, Kiely e Lewis (2009) realizaram um estudo comparativo entre os métodos Beerkan (BEST) e o método de Diferenciação Linearizado (DL) na análise das propriedades hidráulicas do solo. Ao comparar os métodos e seus resultados pode-se verificar que o método DL não produziu uma boa estimativa das propriedades hidráulicas do solo e tampouco identificou o estado do fluxo transitório. O método BEST resultou em resultados razoáveis e, portanto, é promissor. No entanto, com o BEST, foram encontradas algumas anomalias, como por exemplo: ao calcular propriedades hidráulicas em alguns casos com poucos pontos de dados sob o fluxo transitório, as propriedades hidráulicas do solo mostraram características contrastantes entre diferentes solos, texturas com maior condutividade hidráulica saturada sob

textura grosseira e valores menores em texturas profundas, especialmente com solos altamente compactados. A variação vertical nas propriedades hidráulicas do solo foi significativa, e a camada superficial apresentou uma menor condutividade hidráulica saturada, parcialmente causada por compactação (alta densidade aparente) ou por restos de plantas de grama.

Di Prima *et al.* (2016) compararam os três algoritmos inseridos no BEST (*Slope*, *Intercept* e *Steady*), para propôr um sistema de automação dos experimentos de infiltração do método Beerkan. Os autores identificaram que o sistema de automação, em conjunto com os três algoritmos, apresentaram resultados satisfatórios para estimação dos parâmetros hidrodinâmicos do solo.

Castelini, Di Prima e Lovino (2018), avaliaram as curvas de retenção e os parâmetros hidrodinâmicos do solo, obtidos através dos três modelos de cálculo do BEST (*Slope*, *Intercept* e *Steady*), comparando-os com o método laboratorial de evaporação, considerando quatro tipos de solo com texturas variando entre arenosa e franco-arenosa, com estruturas distintas. Os resultados apontaram que, entre os modelos de cálculo do BEST, o *Slope* produziu previsões de retenção de água mais próximos dos obtidos em laboratório. Em consideração aos resultados obtidos com o BEST *Slope*, os autores verificaram uma média de $0,0245 \text{ mm.s}^{-1}$ para o valor de K_s no solo franco-arenoso, enquanto os solos arenosos apresentaram uma média de $0,241 \text{ mm.s}^{-1}$.

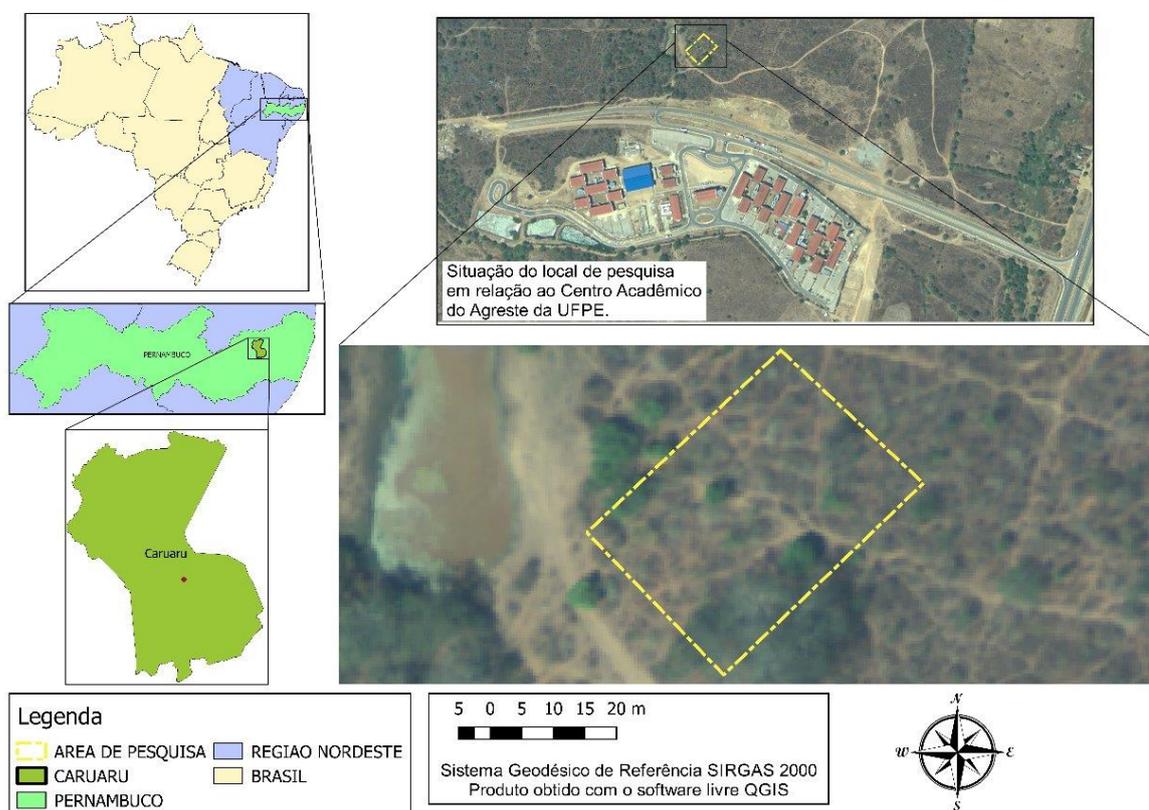
Por fim, trabalhos recentes visaram avaliar a interferência de fatores pertinentes ao experimento de infiltração nos valores das propriedades hidrodinâmicas do solo, como no caso do trabalho de Alagna *et al.* (2016), que analisaram os fatores teor de água no solo no início do experimento e a altura da qual a água é vertida na superfície do solo, para verificar sua influência no processo de condutividade de água no solo, utilizando a metodologia Beerkan. Eles verificaram que os valores médios de K_s variaram com a altura do vertimento de água e de θ_i de 13 a 496 mm.h^{-1} , no qual, uma baixa altura de derramamento de água rendeu 13 a 27 vezes mais K_s do que uma altura mais elevada, dependendo de θ_i . Ademais, foi verificada uma relação inversa entre K_s e θ_i , sendo mais evidente com as baixas alturas de derramamento.

4 METODOLOGIA

4.1 ÁREA DE ESTUDO

A presente pesquisa foi desenvolvida em um sítio experimental situado no município de Caruaru, que está localizado na mesorregião do Agreste e na microrregião do Vale do Ipojuca do estado de Pernambuco, nas proximidades do Centro Acadêmico do Agreste da Universidade Federal de Pernambuco (Figura 3). O local de estudo perfaz uma área de, aproximadamente, 875 m², sendo essa composta por um solo com mata nativa de Caatinga.

Figura 3 - Localização da cidade de Caruaru em relação ao estado de Pernambuco e posição do local de estudos em relação ao Centro Acadêmico do Agreste / UFPE.

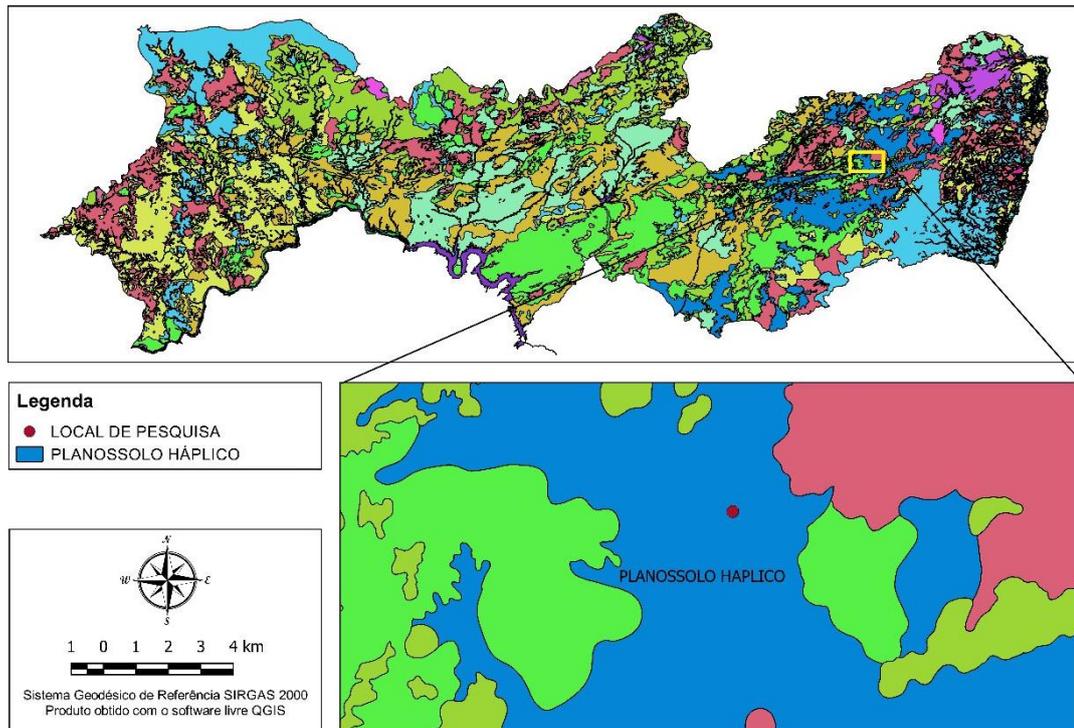


Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado do Google Maps.

O solo em estudo, conforme o Mapa Exploratório-Reconhecimento de solos do estado de Pernambuco, expedido por Jacomine (1973), é do tipo Planossolo, conforme demonstrado na Figura 4, sendo considerado medianamente profundo, fortemente drenado, ácido a moderadamente ácido e fertilidade natural média.

Figura 4 - Mapa de solos do estado de Pernambuco, destacando o solo estudado.

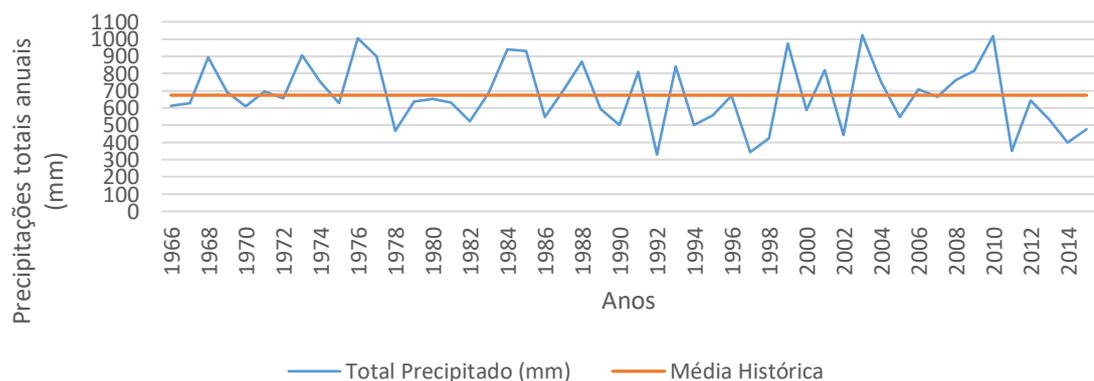


Fonte: O Autor (2018).

Nota: Adaptado de Jacomine (1973).

O clima local é definido como predominantemente tropical do tipo semiárido (CPRM, 2005; CIRILLO, 2008), evidenciado ao processar-se uma análise do regime pluviométrico do município a partir do histórico de chuvas de uma série de 50 anos (1966-2016), a partir de dados da Agência Pernambucana de Águas e Climas (APAC), conforme Figura 5, no qual, ficou destacado que as variações temporais anuais demonstram uma irregularidade característica de regiões semiáridas, registrando uma média de precipitações de aproximadamente 674 mm por ano.

Figura 5- Histórico de precipitações totais anuais (mm) do município de Caruaru

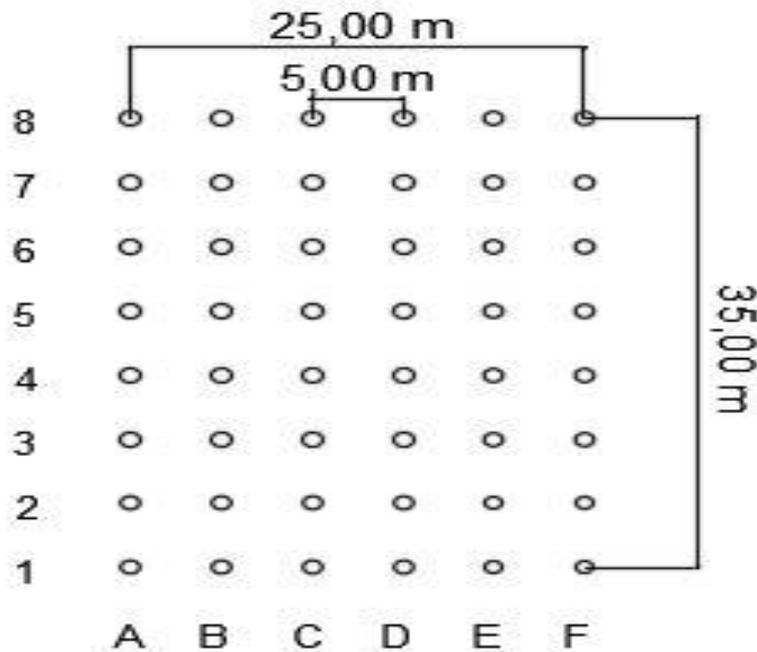


Fonte: O Autor (2018).

4.2 MALHA EXPERIMENTAL

Os trabalhos empíricos de campo objetivaram medir a variabilidade das propriedades físicas e hidráulicas do solo mencionado. O estudo abrangeu uma malha de 48 pontos, em camada superficial (0 – 10 cm de profundidade), equidistantes 5x5 m aproximadamente, conforme ilustrado na Figura 6. Para tal estudo, foram realizados experimentos de infiltração aplicando-se o método “Beerkan”, além da coleta do solo em cada ponto da malha para estudo de suas características físicas em laboratório.

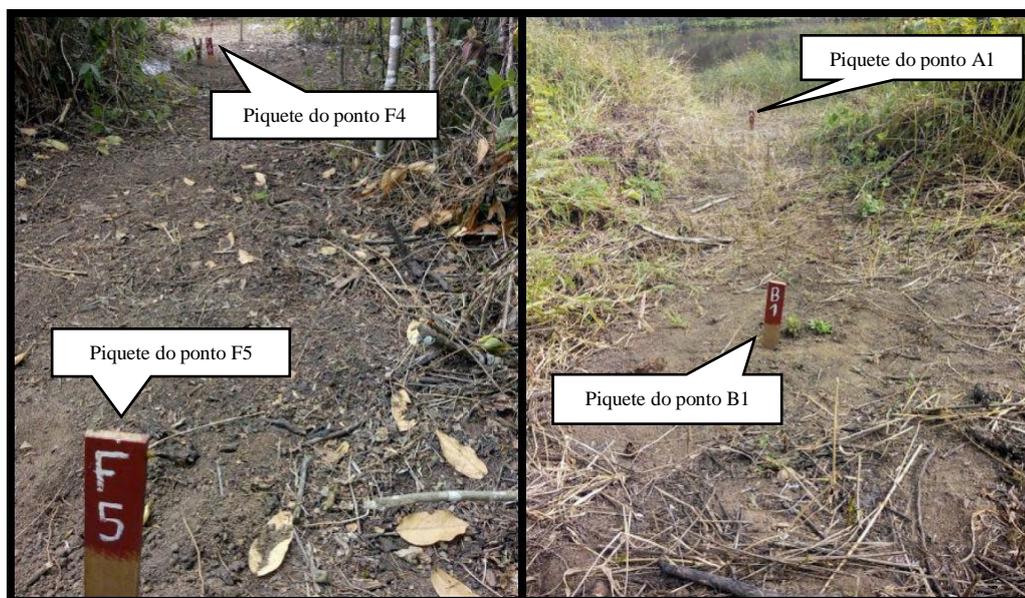
Figura 6- Croqui da malha de 48 pontos em estudo.



Fonte: O Autor (2018).

A marcação dos pontos foi determinada com o auxílio de um aparelho GPS e piquetes de madeira devidamente identificados, conforme apresentado na Figura 7.

Figura 7- Demonstração dos piquetes utilizados como indicadores dos pontos a se processar a coleta de amostras do solo e experimentos de infiltração tridimensional.



Fonte: O Autor (2018).

4.3 METODOLOGIA BEERKAN

4.3.1 Descrição do método

A metodologia Beerkan fundamenta-se, principalmente, em ensaios de infiltração simplificados e na análise da distribuição dos tamanhos das partículas do solo. Nela, as curvas de retenção da água no solo ($(\theta)h$), proposta por van Genuchten (1980), e da condutividade hidráulica ($K(\theta)$), proposta por Brooks & Corey (1964) podem ser descritas analiticamente por cinco parâmetros: dois de forma e três de normalização.

Os dois parâmetros de forma (m ou n e η) são obtidos através da curva de distribuição dos tamanhos das partículas $F(D)$ e da porosidade; já os três parâmetros de normalização (θ_s , K_s e h_g) são determinados por intermédio de ensaios de infiltração. Os de forma dependem essencialmente da textura, enquanto que os de normalização dependem da estrutura do solo.

4.3.2 Descrição do procedimento experimental

a) Ensaio de Infiltração

O experimento processou-se, inicialmente, a partir da realização de um teste simplório de infiltração tridimensional sob carga de pressão positiva (h_{sup}), executado com um cilindro de 150 mm de diâmetro, denominado infiltrômetro de anel simples (Figura 8).

Figura 8- Anéis infiltrômetros de 150 mm de diâmetro utilizados nos experimentos de infiltração



Fonte: O Autor (2018).

O ensaio de infiltração (Figura 9), propriamente, consistiu no registro do tempo acumulado que volumes constantes de água (50 ml), despejados continuamente no cilindro, levaram para serem infiltrados. As leituras foram findadas assim que as velocidades de infiltração tenderam para uma constância, no qual, de modo a simplificar a execução do experimento, adotou-se 16 volumes por ponto.

Figura 9- Execução dos experimentos de infiltração em dois pontos da malha em estudo.



Fonte: O Autor (2018).

b) Análise granulométrica

Paralelamente ao ensaio de infiltração, foram coletadas amostras de solo com a finalidade de obter a distribuição dos tamanhos das partículas. Em seguida, essas mesmas amostras foram conduzidas ao Laboratório de Física do Solo do Departamento de Engenharia Nuclear / UFPE, onde se processaram os ensaios de granulometria (Figura 10), em conformidade com a ABNT NBR 7181/2017.

Figura 10- Execução dos ensaios de sedimentação e peneiramento, pertinentes aos experimentos de granulometria.



Fonte: O Autor (2018).

c) Ensaio de umidade

Preliminarmente ao início do processo de infiltração, nas proximidades dos locais de fixação do cilindro, realizou-se a coleta de amostras de solo com cerca de 5 cm de profundidade, que foram utilizadas para determinação da umidade gravimétrica inicial (w_o). Ao término do ensaio de infiltração, ao retirar-se o cilindro, foram coletadas outras amostras deformadas do solo é coletada, essas com o intuito de obter a umidade gravimétrica final (w_f).

Ambas as amostras foram encaminhadas ao laboratório mencionado, onde foram realizados os procedimentos para determinação dos teores de umidade.

d) Ensaio de densidade do solo e dos sólidos

Para processamento do experimento de densidade do solo, realizou-se a coleta de amostras indeformadas do mesmo, utilizando um recipiente cilíndrico de volume conhecido. Em seguida, tais amostras foram levadas para pesagem e secagem em estufa para determinação de sua massa específica (ρ).

Já o experimento de densidade das partículas sólidas processou-se a partir de uma fração das amostras de solo coletadas para granulometria. Para tal, utilizou-se o método do balão volumétrico, apresentado pelo Manual de Experimentos em Solos da EMBRAPA (2001).

4.3.3 BEST – Algoritmo para processamento dos dados

a) Determinação dos parâmetros de forma – m, n e η

De modo a determinar os parâmetros de forma, faz-se uso da equação apresentada por Haverkamp & Parlange (1986), que expressa a curva de distribuição do tamanho das partículas $F(D)$, assumindo sua similaridade com a curva de retenção de água no solo $\theta(h)$:

$$F(D) = [1 + (\frac{Dg}{D})^N]^{-M} \text{ com } M = 1 - \frac{2}{N} \quad (17)$$

Sendo $F(D)$ a distribuição do tamanho das partículas; D o diâmetro das partículas de solo [L]; Dg o parâmetro de escala do tamanho das partículas [L] e M e N os parâmetros de forma da curva de distribuição do tamanho das partículas.

A partir de então, escreve-se a equação 15 em função dos parâmetros desconhecidos, D_g e N . A determinação destes parâmetros é feita pela minimização da soma quadrática da diferença da frequência observada na curva de distribuição granulométrica do solo e a frequência observada pela curva $F(D)$. Após a determinação do parâmetro N , processa-se a determinação do parâmetro M , a partir da relação apresentada entre eles.

Os parâmetros de forma da curva de retenção, m e n , são, portanto, obtidos a partir do índice de forma do meio, p_m , através das seguintes relações:

$$m = \frac{1}{p_m} (\sqrt{1 + p_m^2} - 1) \text{ com } n = \frac{2}{1-m} \quad (18)$$

Sendo o índice p_m estimado a partir da obtenção dos parâmetros M e N , como proposto por Zataráin et al (2003):

$$p_m = \frac{M.N}{1+M} (1 + k)^{-1} \quad (19)$$

Nesta expressão, k trata-se de um coeficiente definido por Fuentes et al. (1998):

$$k = \frac{2s-1}{2s(1-s)} \quad (20)$$

No qual, o parâmetro s refere-se a dimensão fractal relativa, dependente da porosidade total do solo, σ , de maneira que, por Fuentes (1992):

$$(1 - \sigma)^s + \sigma^{2s} = 1 \quad (21)$$

Então, para determinação do parâmetro de forma da curva de condutividade hidráulica, η , utiliza-se uma expressão em função do produto dos parâmetros da curva de retenção, m e n , e do fator de tortuosidade, p :

$$\eta = \frac{2}{m.n} + 2 + p \quad (22)$$

Sendo $p = 1$, para o modelo de Burdine (1953).

b) Determinação dos parâmetros de normalização – θ_s , K_s e h_g

Primeiramente, determina-se a umidade volumétrica saturada do solo, θ_s , a partir da massa específica do solo e da umidade gravimétrica saturada.

Os demais parâmetros de normalização são obtidos a partir da modelagem dos experimentos de infiltração. Considerando que para uma fonte de água circular com dado potencial de pressão da água sobre uma superfície de solo uniforme e com um conteúdo de água inicial uniforme (θ_0), a infiltração acumulada tridimensional $I(t)$ e a taxa de infiltração $q(t)$ podem ser aproximadas pelas equações para o regime de fluxo transitório (Eqs. 23 e 24) e estacionário (Eqs. 25 e 26) (Haverkamp *et al.*, 1994):

$$I(t) = S\sqrt{t} + [aS^2 + b.Ks]t \quad (23)$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + [aS^2 + b.Ks]t \quad (24)$$

$$I_{+\infty}(t) = [aS^2 + b.Ks]t + c.\frac{S^2}{Ks} \quad (25)$$

$$q_{+\infty}(t) = q_{+\infty} = aS^2 + Ks \quad (26)$$

Em que:

$$a = \frac{\gamma}{r.\Delta\theta} \quad (27)$$

$$b = \left(\frac{\theta_0}{\theta_s}\right)^\eta + \frac{2-\beta}{3} \left[1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s}\right)^\eta\right] \quad (28)$$

$$c = \frac{1}{2\left[1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s}\right)^\eta\right].(1-\beta)} \cdot \ln \frac{1}{\beta} \quad (29)$$

Onde S é a sorvidade [$L/T^{1/2}$]; r é o raio do cilindro do infiltrômetro [L] e γ e β assumem, respectivamente, os valores de 0,75 e 0,6.

Para determinação de K_s e S , o BEST utiliza equações equivalentes às Equações 23 e 24, obtidas pela substituição de K_s em função da sorvidade S e da taxa de infiltração no regime estacionário $q_{+\infty}$, ou seja, a Equação 26 nas Equações 23 e 24:

$$I(t) = S\sqrt{t} + [a(1 - b)S^2 + b \cdot q_{+\infty}]t \quad (30)$$

$$q(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + [a(1 - b)S^2 + b \cdot q_{+\infty}] \quad (31)$$

O ajuste das Equações 30 e 31 aos dados experimentais da infiltração acumulada ($I_{\text{exp}(t)}$) é obtido pela minimização da clássica função objeto dada por:

$$f_1(S, K_s, k) = \sum_{i=1}^k [I_{\text{exp}}(t_i) - I(t_i)]^2 \quad (32)$$

na qual k é o número de pontos considerado no regime transitório. O algoritmo usado na minimização da função objetivo, $f_1(S, K_s, k)$, é o de Marquardt (1963) e o desempenho dos ajustes é analisado pelos valores correspondentes ao erro quadrático médio (EQM):

$$\text{EQM} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^k [I_{\text{exp}}(t_i) - I(t_i)]^2}{\sum_{i=1}^k (I_{\text{exp}}(t_i))^2}} \quad (33)$$

Inicialmente, o BEST estima um valor máximo para a sorvidade, S_{MAX} , a partir do ajuste dos dados experimentais com as Equações 30 e 31, assumindo um fluxo de água dependendo exclusivamente da capilaridade, considerando b igual a zero.

Como as Equações 23, 24, 30 e 31 são válidas apenas para o regime transitório, é possível que os ajustes não sejam feitos para todos os valores de k . A sorvidade então é estimada para valores de k de no mínimo cinco pontos para um máximo de N_{tot} . S_{MAX} é considerada o valor máximo de toda a sequência de pontos. Para obter valores positivos de K_s , são levadas em consideração as seguintes condições: S_{MAX} deve ser menor do que a taxa de infiltração no regime estacionário ($q_{+\infty}$) dividido pelo coeficiente $a = \gamma/r\Delta\theta$. Desse modo, a sorvidade máxima S_{MAX} é então definida por:

$$S_{MAX} = \underset{N_{obs}=5 \dots N_{tot}-1}{MAX} \left[\underset{N_{obs}=5 \dots N_{tot}-1}{MIN} \left(S_{N_{obs}} (b - 0), \sqrt{\frac{q+\infty}{a}} \right) \right] \quad (34)$$

$$\text{Sendo } b = \frac{2-\beta}{3}$$

Na obtenção de K_s é considerado o valor verdadeiro de b , conforme Equação 28. O ajuste é executado minimizando a função objeto definida pela Equação 32. Como os ajustes pelas Equações 30 e 31 nem sempre são válidas para todos os pontos ($0 \dots k$), o BEST ajusta os dados para um mínimo de cinco pontos a um máximo de N_{tot} . Para cada subconjunto de dados que contém os k primeiros ponto, o BEST estima a sorvidade $S(k)$, a condutividade hidráulica $K_s(k)$ em função de $S(k)$ e da Equação 26 para um tempo máximo $t_{max}(k)$ definido como:

$$t_{max} = \frac{1}{4(1-b)^2} t_{grav} \quad (35)$$

Sendo t_{grav} o tempo gravimétrico definido por Philip (1969). O $t_{max}(k)$ é o tempo máximo para o qual as expressões para o regime transitório são consideradas válidas, Logo, o tempo mais longo do subconjunto de dados t_k é comparado com $t_{max}(k)$. Os valores de $S(k)$ e $K_s(k)$ são considerados válidos para t_k menores do que $t_{max}(k)$. A partir daí serão escolhidos os valores correspondentes ao maior k .

Após a determinação de θ_s e K_s , o parâmetro h_g é obtido pela seguinte equação (LASSABATÈRE *et al.*, 2006):

$$h_g = - \frac{s^2}{c_p (\theta_s - \theta_0) \left(1 - \left(\frac{\theta_0}{\theta_s} \right)^\eta \right) K_s} \quad (36)$$

Onde c_p é um parâmetro que depende apenas dos parâmetros de formas n , m e h dos modelos (HAVERKAMP *et al.*, 1998; CONDAPPA *et al.*, 2002; LASSABATÈRE *et al.*, 2006):

$$c_p = \Gamma \left(1 + \frac{1}{n} \right) \cdot \left[\frac{\Gamma \left(n\eta - \frac{1}{n} \right)}{\Gamma(n\eta)} + \frac{\Gamma \left(n\eta + m - \frac{1}{n} \right)}{\Gamma(n\eta + m)} \right] \quad (37)$$

onde Γ é a função gama clássica.

4.4 ESCALAS CARACTERÍSTICAS

Durante o processo de infiltração tridimensional os fatores que podem afetar o fluxo de entrada de água no solo, são: a geometria da fonte de água, a capilaridade e a gravidade (SOUZA *et al.*, 2008). Uma das formas de caracterizar esses fatores é a partir das escalas de comprimento capilar, λ_c [L] (WHITE & SULLY, 1987) e o raio característico dos poros hidraulicamente ativos, λ_m [L] (PHILIP, 1987) determinados, respectivamente, pelas equações:

$$\lambda_c = \frac{\delta S^2}{(\theta_s - \theta_0) K_s} \quad (38)$$

$$\lambda_m = \frac{\sigma}{\rho_a g \lambda_c} \quad (39)$$

Sendo σ a tensão superficial da água ($0,0719 \text{ N m}^{-1}$), ρ_a a massa específica da água (10^3 kg m^{-3}), g a aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m s}^{-2}$) e δ um parâmetro de forma da difusividade ($1/2 \leq \delta \leq \pi/4$), o qual foi considerado igual a 0,55 (WHITE & SULLY, 1987).

De acordo com Souza *et al.* (2008) a escala de comprimento capilar representa a importância relativa das forças capilares em relação a gravidade, quando a água é transmitida de uma fonte através do solo, com umidade inicial θ_0 . O raio característico de poros define a dimensão média dos poros que participam do processo de infiltração submetida a pressão aplicada h ; quanto maior for o raio característico, λ_m , maior é o efeito da gravidade em comparação ao da capilaridade (SOUZA *et al.*, 2007).

Além disso, Souza *et al.* (2007) determinam o número de poros por unidade de área, $C\lambda_m$ (N° de poros m^{-2}), utilizando a lei de Poiseuille para fluxo em um tubo capilar através da seguinte expressão:

$$C\lambda_m = \frac{8\mu K_s}{\rho_a g \pi \lambda_m^4} \quad (40)$$

sendo μ a viscosidade dinâmica da água ($0,00089 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$).

4.5 ANÁLISE DA VARIABILIDADE DOS PARÂMETROS

Para análise da variabilidade dos parâmetros, foi realizada uma análise estatística das medidas de posição: média aritmética e mediana amostral; e das medidas de dispersão: desvio-padrão, variância, assimetria e coeficiente de variação.

A determinação dos índices de variabilidade dos parâmetros foi sucedida a partir dos critérios apresentados por Warrick & Nielsen (1980), que relacionam o grau de variabilidade com o coeficiente de variação das amostras, no qual a variabilidade é considerada baixa se o seu coeficiente de variação for menor que 12%; média se estiver entre 12 e 60%; e alta para valores acima de 60%.

4.6 ESTIMAÇÃO ESPACIAL

A espacialização dos parâmetros foi processada com a utilização do *software* Qgis 2.18.14, no qual foi realizada a estimação dos parâmetros a partir de uma interpolação espacial concebida com o método do inverso do quadrado da distância (IDW) que, conforme Jakob & Young (2006), pressupõe que os elementos mais próximos entre si são mais parecidos do que os mais distantes.

Sendo assim, para prever um valor para algum local não medido, o IDW utiliza os valores amostrados à sua volta, que terão um maior peso do que os valores mais distantes, ou seja, cada ponto possui uma influência no novo ponto, que diminui à medida em que a distância aumenta, conforme Equação 41.

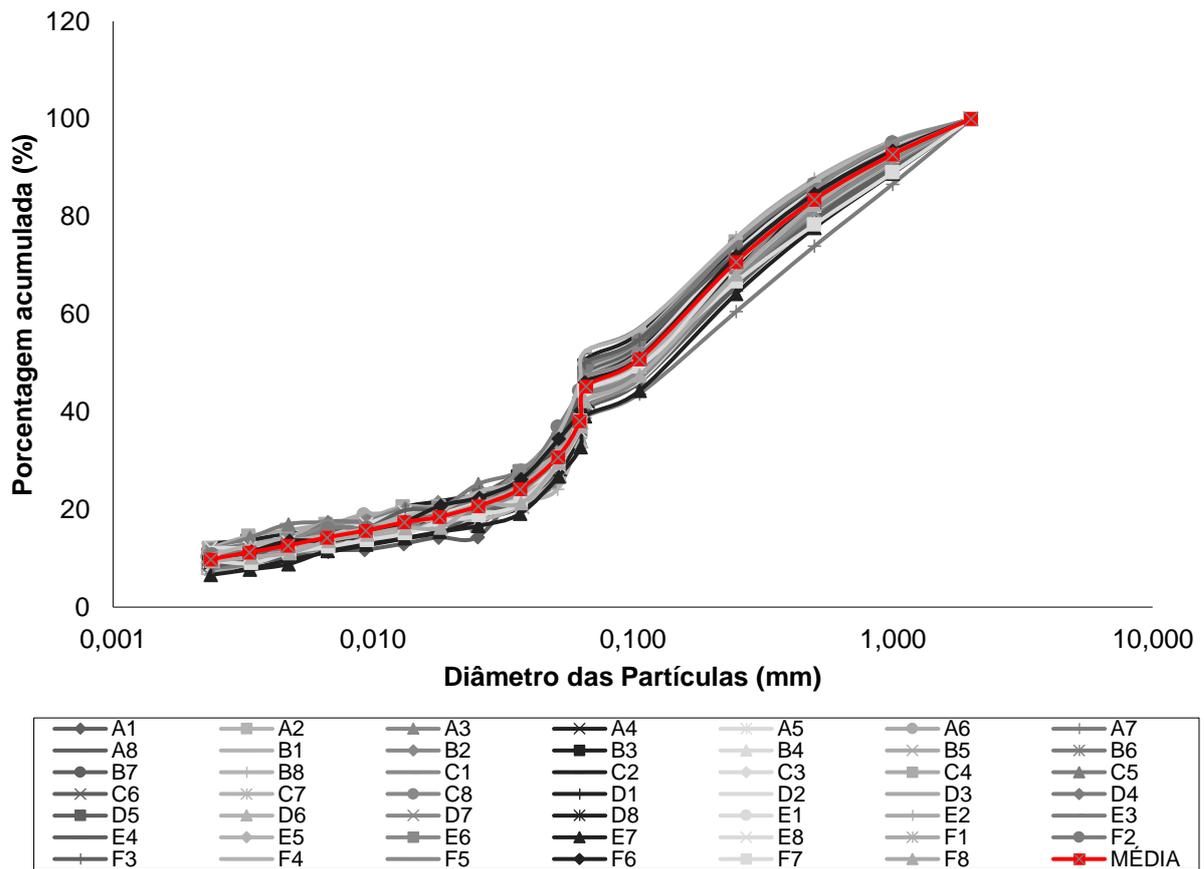
$$Wi = \frac{\sum_{j=1}^n \frac{wj}{d_{ij}^2}}{\sum_{j=1}^n \frac{1}{d_{ij}^2}} \quad (41)$$

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 COMPONENTES TEXTURAIIS

De posse das curvas de distribuição de partículas de cada ponto, apresentada na Figura 11, foram determinadas as frações de areia, silte e argila, bem como, as respectivas classificações texturais dos pontos.

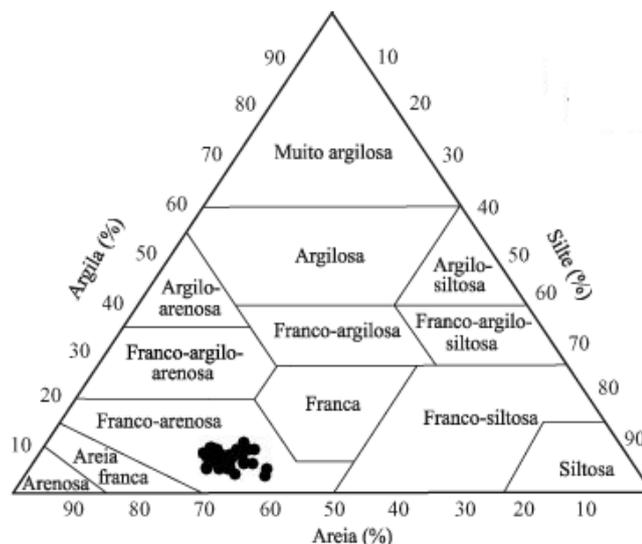
Figura 11- Curvas granulométricas dos 48 pontos



Fonte: O Autor (2018).

Como pode ser observado, as curvas granulométricas apresentam distribuições análogas, registrando dispersões mínimas entre os pontos, próximas à distribuição da curva média. À vista disso, as amostras dos 48 pontos estudados enquadraram-se na classificação de textura franco-arenosa, conforme apresentado Figura 12, enfatizando a pequena dispersão entre as frações granulométricas.

Figura 12- Triângulo textural com marcação da classificação textural dos 48 pontos analisados.



Fonte: O Autor (2018).

Na Tabela 1 são apresentados os dados da análise estatística efetuada para os componentes texturais. Os valores médios relativos as frações de areia, silte e argila são, respectivamente, 61,91; 28,29 e 9,90 dag.kg⁻¹.

Os parâmetros silte e argila se ajustaram a uma distribuição normal, conforme teste de aderência de Kolmogorov-Smirnov a 95% de confiança, enquanto que a areia não apresentou o mesmo ajuste para o índice de confiabilidade determinado.

Tabela 1- Análise estatística dos componentes texturais

Parâmetros	Areia	Silte	Argila
	dag kg ⁻¹		
Média	61,91	28,29	9,80
Mediana	62,59	28,25	9,54
Desvio Padrão	3,12	3,20	1,56
Variância	9,76	10,23	2,42
Coef. de Variação	5,05	11,30	15,89
Assimetria	-0,51	0,58	-0,12
Valor Máximo	67,26	35,35	13,06
Valor Mínimo	53,96	22,98	6,59
Q1	59,76	26,02	8,86
Q3	64,03	30,19	10,78
IQR	4,27	4,18	1,92
<i>Upper Outliers</i>	0	0	0
<i>Lower Outliers</i>	0	0	0
Nº de Observações	48	48	48

Fonte: O Autor (2018).

O indicativo de maiores teores de areia é pertinente às camadas superficiais de Planossolos encontrados na região semiárida, conforme observado por Oliveira *et al.* (2009), Sousa *et al.* (2013), Rebouças *et al.* (2016). Silva *et al.* (2012) levantam a hipótese que isso ocorre devido à perda de argila na superfície, por eluviação ou dissolução.

Em relação aos solos com mata nativa de Caatinga, os resultados obtidos ratificam uma tendência de ocorrência de solos com maiores teores de areia em sua camada superficial, embora haja uma variação no tipo de solo, como no caso dos resultados apontados por Silva *et al.* (2014) para um Latossolo Amarelo; Alves (2015) estudando um Neossolo Regolítico Eutrófico e Schulz *et al.* (2016), avaliando Luvissolos e Planossolos.

Em face às análises da variabilidade dos parâmetros, observa-se que os três componentes possuem distribuições praticamente simétricas, sendo a parcela de silte a que apresentou menor distorção. Bem como, foi possível verificar que a argila é o componente que apresenta uma menor amplitude em seus índices amostrados.

Tomando como indicadores os limites de Coeficiente de Variação (C.V), apresentados por Warrick e Nielsen (1980), verifica-se que as frações de areia e silte possuem uma baixa variabilidade ($C.V < 12\%$) e a fração de argila uma variabilidade média ($12\% < C.V < 62\%$).

Santos *et al.* (2012), analisando a variabilidade dos atributos físicos do solo de uma área extensa com predominância de Neossolo Flúvico, inserida na região semiárida, verificaram que as variáveis areia, silte e argila apresentaram média variabilidade.

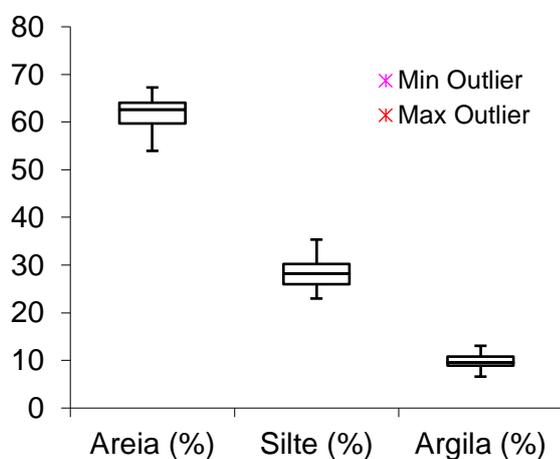
Chagas *et al.* (2016), ao avaliar a variação da textura da camada superficial de um solo da região semiárida, com parcelas destinadas a agricultura e predominância de mata de Caatinga, também verificaram uma variabilidade média para as frações de areia, silte e argila.

Os resultados obtidos por Araújo *et al.* (2018) confirmam a tendência de obtenção de variabilidade média nas frações texturais em camadas superficiais de solos de região semiárida, em seus estudos, processados sobre Argissolos Amarelos, Neossolos Litólicos e Neossolos.

A disposição de baixa variabilidade entre as frações texturais aqui apresentadas (a fração de argila, embora enquadrada como variabilidade média, apresentou índices baixos em relação aos apresentados pela literatura) tende a estar relacionada com o uso e ocupação do terreno, que é o mesmo (florestal) em toda a extensão territorial avaliada, haja vista que os resultados que apontam uma média variabilidade, tendendo para alta, estão relacionados, conforme Santos *et al.* (2012), ao uso diversificado, variações entre perfis e possíveis implementos agrícolas no solo.

A representação gráfica dos componentes texturais é retratada pelo *BloxPot* da Figura 13, no qual é possível observar a baixa amplitude de valores obtidos para os parâmetros e distribuições próximas da simetria.

Figura 13- BloxPot das parcelas de Areia, Silte e Argila, em termos percentuais.

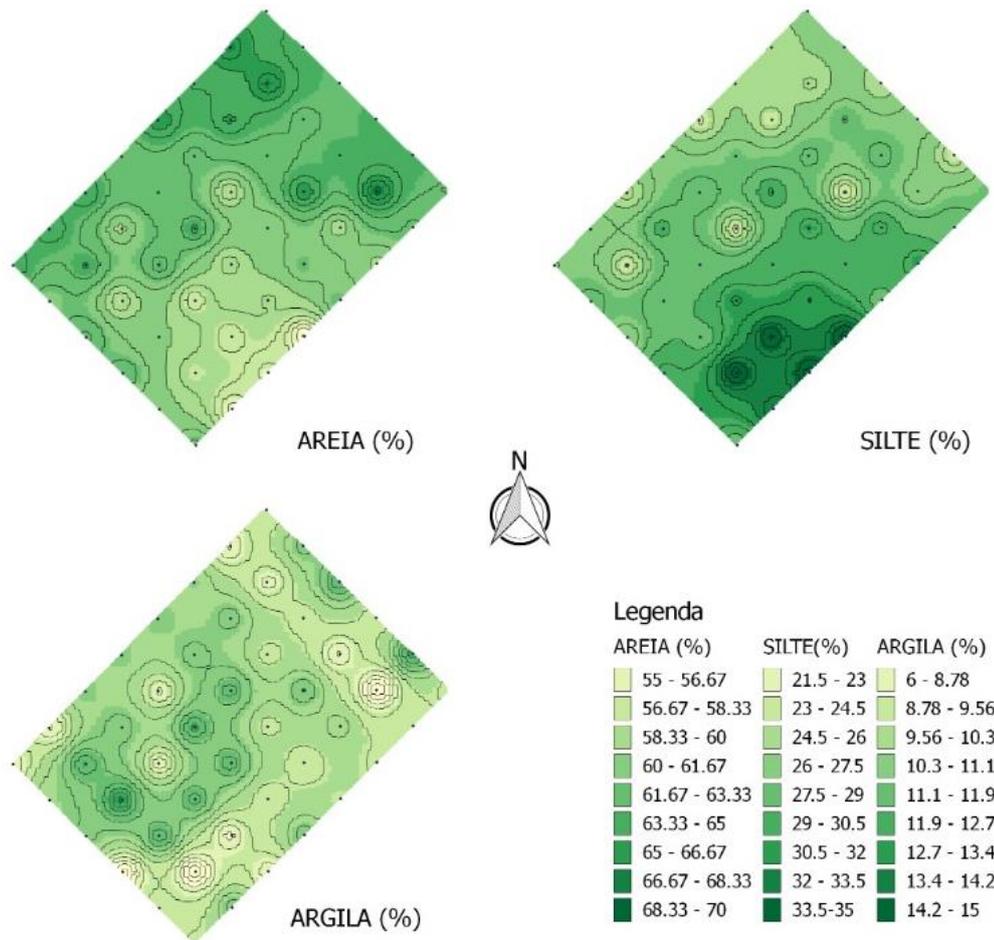


Fonte: O Autor (2018).

Na Figura 14 são apresentados os mapas que ilustram a espacialização dos componentes texturais na área de estudo. A partir da análise dos mapas, constata-se que a argila foi o componente a demonstrar maior uniformidade, sendo praticamente constante em toda a área, com os menores índices observados em todas as arestas e nas proximidades da região norte do seu respectivo mapa, enquanto que os maiores índices foram observados na parte central, sul e norte.

Mediante consideração de que a parcela de argila foi a que apresentou menor amplitude em seus índices e, em face aos valores ilustrados nos mapas das parcelas de areia e silte, verifica-se uma relação inversa entre tais parâmetros. De modo que, os pontos onde é possível observar maiores valores para o silte foram os pontos de menores índices de areia e a parcela com maior índice de areia foi a que registrou os menores valores para o silte.

Figura 14 - Mapas da espacialização dos parâmetros texturais areia, silte e argila.



Fonte: O Autor (2018).

5.2 COMPONENTES FÍSICO-HÍDRICOS

Os resultados obtidos mediante tratamento estatístico para os parâmetros de densidade do solo e dos sólidos, teores de umidade e porosidade, estão apresentados na Tabela 2. Para a densidade do solo, foi observada uma média de $1,50 \text{ g.cm}^{-3}$; em relação a densidade das partículas, foi registrada uma média de $2,43 \text{ g.cm}^{-3}$; o parâmetro porosidade apresentou uma média de 38,15% e, por fim, foram apontadas médias de $0,07 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ e $0,39 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ para umidade inicial e saturada, respectivamente.

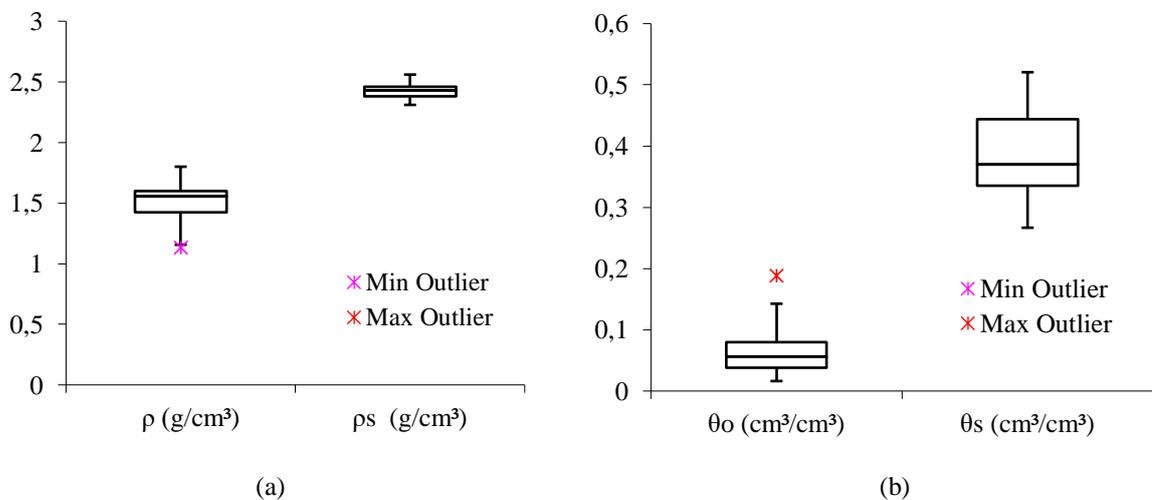
Tabela 2 - Análise estatística dos parâmetros físico-hídricos

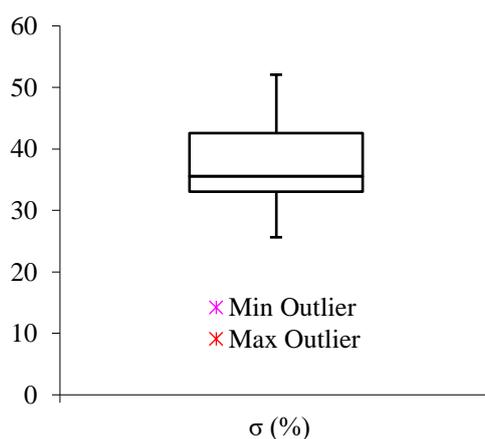
Parâmetros	ρ	ρ_s	σ	θ_o	θ_s
	(g.cm ⁻³)	(g.cm ⁻³)	(%)	(cm ³ .cm ⁻³)	(cm ³ .cm ⁻³)
Média	1,50	2,43	38,15	0,07	0,39
Mediana	1,56	2,43	35,55	0,06	0,37
Desvio Padrão	0,16	0,06	6,93	0,04	0,07
Variância	0,03	0,00	48,05	0,00	0,01
Coef. de Variação	10,83	2,57	18,17	65,59	18,89
Assimetria	-0,72	0,24	0,60	1,46	0,33
Valor Máximo	1,80	2,56	52,07	0,19	0,52
Valor Mínimo	1,13	2,31	25,62	0,02	0,27
Q1	1,42	2,38	33,02	0,04	0,34
Q3	1,60	2,46	42,55	0,08	0,44
IQR	0,18	0,08	9,53	0,04	0,11
Upper Outliers	0	0	0	4	0
Lower Outliers	0	0	0	0	0
Nº de Observações	48	48	48	48	48

Fonte: O Autor (2019).

Na Figura 15 são apresentados os gráficos *BloxSpot* relacionados à Tabela 2. O teste de Kolmogorov-Smirnov realizado apontou que nenhum dos parâmetros físico-hídricos se ajustou a uma distribuição normal, considerando o índice de 95% de confiança.

Figura 15 - Gráficos *BloxPot* dos parâmetros hidrodinâmicos. (a) Densidades; (b) Umidades; (c) Porosidade.





(c)

Fonte: O Autor (2018).

Os índices relativos à média da densidade do solo se enquadram nos valores típicos para solos com predominância arenosa, conforme explicitado por Reinert & Reichert (2006). Ademais, os resultados se mostraram semelhantes aos obtidos por Vital *et al.* (2015) e Alves (2015), que avaliaram a densidade do solo em matas de Caatinga.

Naturalmente se busca uma relação entre a facilitação para o crescimento radicular das espécies com a densidade do solo. Partindo daí, existe o entendimento, mencionado por Pedó (1986) de que, para cada solo, existe uma densidade crítica no qual, a partir desta, há uma diminuição ou impedimento do crescimento das raízes.

Sendo assim, Reichert *et al.* (2003) afirmam que a densidade crítica para crescimento radicular estaria relacionada com a classificação textural do solo e, portanto, propuseram densidade do solo crítica para algumas classes texturais, no qual, definiram $1,70$ a $1,80 \text{ g.cm}^{-3}$ para os franco-arenosos.

Dessa forma, os valores aqui obtidos se enquadram em valores razoáveis para o desenvolvimento radicular, muito embora Vital *et al.* (2015) destaquem a possibilidade do desenvolvimento normal de vegetação de caatinga em solos com maiores densidades, refletindo a facilidade de adaptação desta vegetação às condições edafoclimáticas da região.

Ainda sobre a densidade do solo, em consideração aos limites de Warrick & Nielsen (1980), foi verificada uma baixa variabilidade ($C.V < 12\%$), em conformidade com os resultados obtidos por Melo *et al.* (2008) e Oliveira Júnior *et al.* (2014), que também verificaram uma baixa variabilidade na densidade para matas nativas de Caatinga.

A densidade das partículas, ou densidade real, está relacionada à mineralogia das amostras, bem como ao teor de matéria orgânica e costuma não apresentar grandes variações (REICHARDT & TIMM, 2004). A pequena variabilidade observada ($C.V < 12\%$) fideliza a relação desse parâmetro com a textura do solo, sendo pouco influenciada pelas eventuais variações nos teores de matéria orgânica entre os pontos.

A porosidade total, σ , apresentou um valor médio de 38,15% e uma variabilidade considerada média, registrando uma distribuição próxima da simetria, conforme coeficiente de assimetria.

Costa *et al.* (2016) destacaram a relação da porosidade com a qualidade estrutural do solo, no qual possui grande influência na aeração, resistência à penetração, transferência de água/solutos/gases/calor, ramificação de raízes e desenvolvimento de microorganismos.

Espera-se que, para uma mesma classe textural, o solo apresente variações em sua porosidade total, em vista a sua relação com o uso, manejo e ocupação do terreno e suas conseqüentes variações de compactação, bem como da variabilidade de composição granulométrica e decorrente variação mineralógica.

Di Prima *et al.* (2016), em seus estudos, observaram uma porosidade total com valor médio de 55,1% para um solo franco-arenoso. Entretanto, esse valor médio superior aos obtidos no presente trabalho está relacionado aos valores de densidade do solo e das partículas, que apresentaram médias menores e maiores, respectivamente, em relação aos aqui observados.

A umidade inicial apresentou uma variabilidade alta ($C.V > 62\%$) devido ao intervalo de tempo entre o processamento dos experimentos ao longo da malha e a ocorrência de pequenos eventos chuvosos nesse intervalo. Entretanto, em linhas gerais, observou-se que os experimentos foram iniciados com o solo considerado seco.

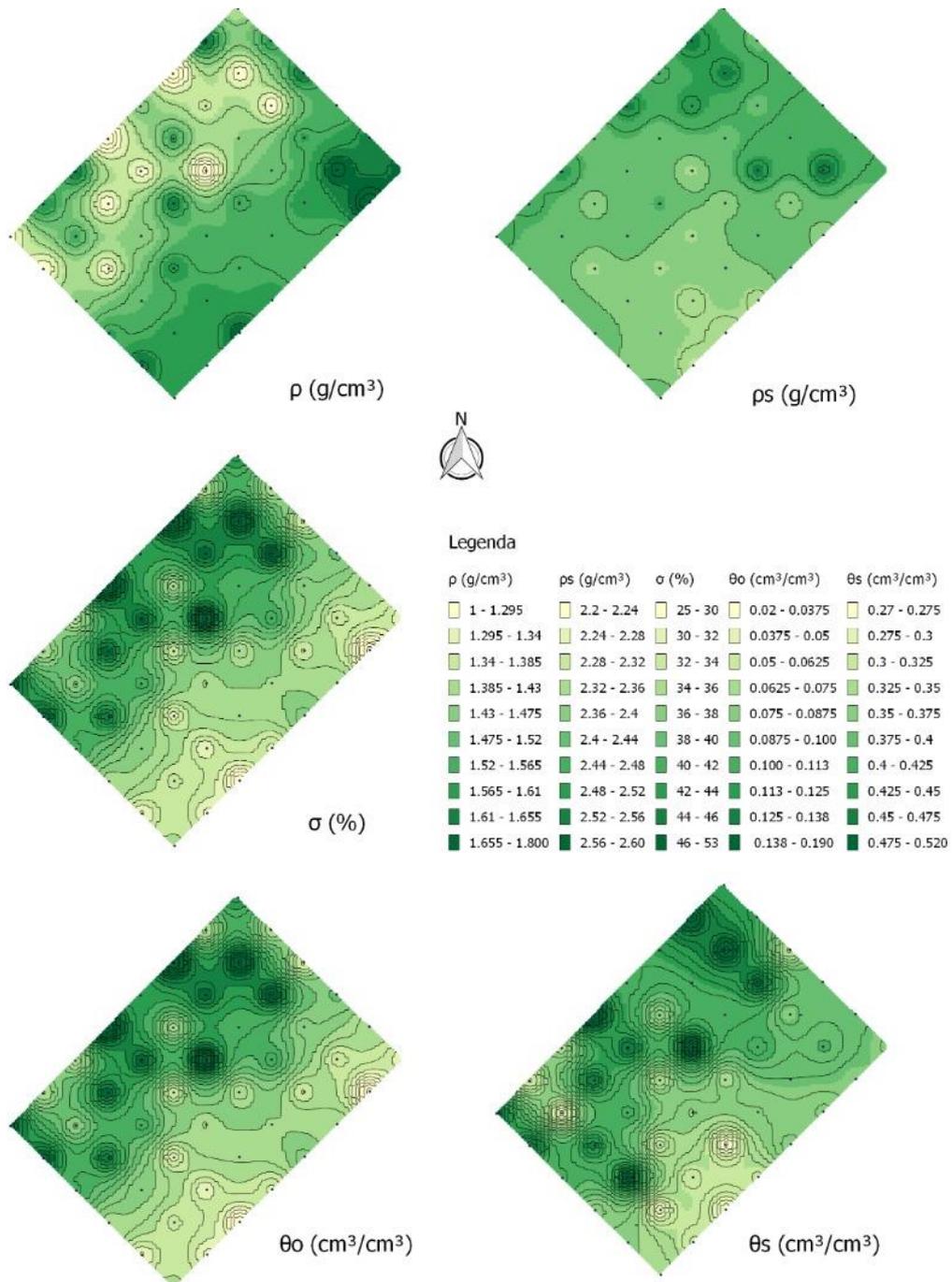
Em relação a umidade saturada, medida que expressa o acúmulo de água no solo decorrente do experimento de infiltração, foi verificada uma média variação, de acordo com os critérios de Warrick & Nielsen (1980) e uma baixa assimetria em sua distribuição.

Reichardt (1987) indica que o volume de água retida é pertinente a cada solo, sendo o resultado de ações conjuntas de vários fatores, a exemplo do teor e mineralogia das frações argilosas, teor de matéria orgânica e diferenças da microestrutura a elas relacionadas.

O valor médio de θ_s obtido nesse trabalho estão próximos aos observados por Souza *et al.* (2008b), a saber: $0,37 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ para um solo franco-arenoso. Bem como, estão em concordância com os resultados apresentados por Souza *et al.* (2016) para solos com predominância arenosa, $0,37 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ e inferiores aos valores registrados pelos mesmos autores para um solo argiloso, $0,46 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$.

Na Figura 16, são apresentados os mapas para os parâmetros físico-hídrico dos solos. Para a densidade do solo, ρ , os valores maiores estão apresentados na aresta leste, se estendendo para a aresta sul, bem como, os menores valores próximos a aresta norte, tendendo para a aresta oeste, com exceção a alguns pontos, representando duas zonas distintas de valores de ρ .

Figura 16 - Mapas de espacialização dos componentes físico-hídricos



Fonte: O Autor (2018).

A partir da análise do mapa da densidade das partículas, ρ_s , é possível notar uma semelhança entre a espacialização desse parâmetro com a espacialização da areia (Figura 14), acentuando sua relação com a distribuição granulométrica das amostras.

Em relação às zonas bem definidas de maior densidade do solo e, relacionando-as com o mapa de porosidade total, σ , é possível verificar uma associação relativamente inversa, conforme esperado, advinda da relação física inversamente proporcional existente entre esses parâmetros.

De uma maneira geral, a umidade inicial, θ_0 , registrou pouca variação espacial. Entretanto, é possível analisar um pico na região sul do mapa, resultante de um pequeno evento chuvoso que ocorreu minutos antes da inicialização dos experimentos de infiltração.

Por fim, analisando o mapa da umidade de saturação, θ_s , foram verificadas zonas de baixa umidade próximas à região sul e pontos com zonas de maiores valores ao norte, alongando-se à maioria dos pontos do oeste, demonstrando relativa semelhança com a espacialização da porosidade total.

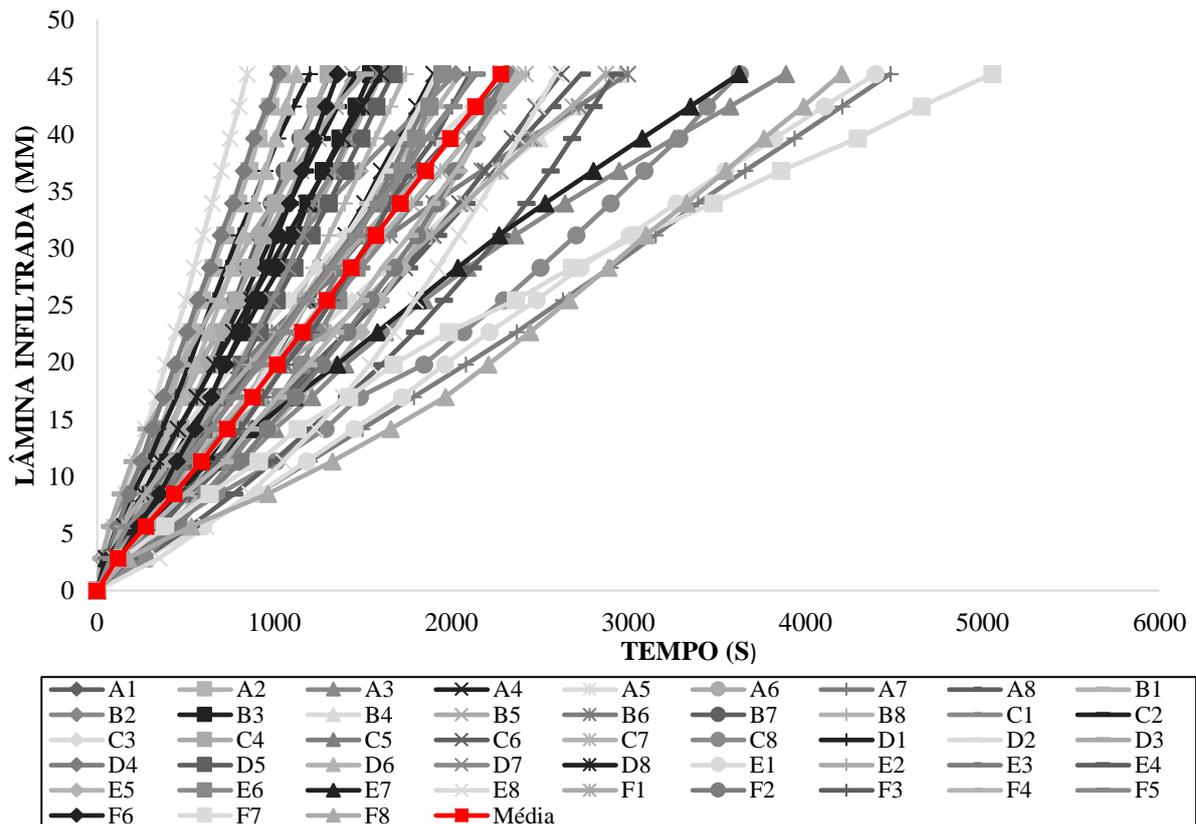
Na Figura 17 são apresentadas as curvas de infiltração observadas para os 48 pontos da malha estudada, bem como a curva média obtida. Verifica-se que a maioria das curvas estão próximas à curva média e tendem a um comportamento similar ao da mesma.

Esse comportamento pode ser explicado devido a pequena variabilidade das frações texturais apresentadas. Souza (2005), analisando a variabilidade espacial de parâmetros hidrodinâmicos de um Neossolo Flúvico e um Latossolo Amarelo, verificou uma tendência à maior dispersão das curvas de infiltração em solos que apresentaram maior variabilidade textural.

Resultados análogos foram obtidos por Oliveira Júnior (2012) que, ao avaliar a velocidade de infiltração de solos sob pastagem e em mata nativa de Caatinga, verificou que a área com maior variabilidade textural apresentou uma maior dispersão na velocidade de infiltração.

Outrossim, os pontos em que foram verificadas uma maior discrepância em relação a curva de infiltração média, podem evidenciar uma tendência de que o efeito da estrutura ou até a sua própria distribuição no espaço foram sobrepostos à distribuição espacial textural, conforme atribuído por Furtunato (2012). Souza (2005) levanta a hipótese de que isso estaria relacionado à ativação hidráulica dos macroporos durante a infiltração com pressão zero.

Figura 17 - Curvas de infiltração dos 48 pontos



Fonte: O Autor (2018).

Os ensaios de infiltração duraram, em média, 2278 s, no qual o mais rápido registrou um tempo de 848 s e o mais longo 5057 s. As durações mais curtas (abaixo da média), observada em 54% dos pontos, podem estar relacionadas, conforme Nunes *et al.* (2012), com uma maior densidade de cobertura vegetal, fazendo com que haja uma maior facilidade de infiltração da água no solo, devido aos caminhos preferenciais formados pelas raízes.

5.3 PARÂMETROS DE FORMA DAS CURVAS DE RETENÇÃO E CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA

Os parâmetros estatísticos referentes a análise processada para os parâmetros de forma das curvas de retenção e condutividade hidráulica estão apresentados na Tabela 3.

Os valores médios obtidos foram 2,2489 para o parâmetro n ; 0,1106 para m ; e 11,1078 para η . Os resultados do teste de Kolmogorov-Smirnov, a 95% de confiança, registraram um ajuste a uma distribuição normal para os parâmetros η e m . O parâmetro n não se ajustou à distribuição considerando o índice de confiabilidade indicado.

Tabela 3 - Análise estatística dos parâmetros de forma

Parâmetros	n	η	m
Média	2,2489	11,1078	0,1106
Mediana	2,2472	11,0911	0,1100
Desvio Padrão	0,0234	0,7918	0,0092
Variância	0,0005	0,6269	0,0001
Coef. de Variação	1,0385	7,1279	8,3576
Assimetria	-0,0048	0,8924	-0,0964
Valor Máximo	2,3042	13,6960	0,1320
Valor Mínimo	2,1870	9,5736	0,0855
Q1	2,2365	10,6550	0,1058
Q3	2,2613	11,4553	0,1155
IQR	0,0247	0,8003	0,0098
<i>Upper Outileirs</i>	2	2	1
<i>Lower Outileirs</i>	2	0	2
Nº de Observações	48	48	48

Fonte: O Autor (2018).

Gomes *et al.* (2015) avaliaram os parâmetros da curva de retenção e condutividade hidráulica para um solo arenoso, obtendo valores médios ligeiramente superiores para os parâmetros m e n (0,173 e 2,50, respectivamente) e um valor médio relativamente inferior para η (10,714).

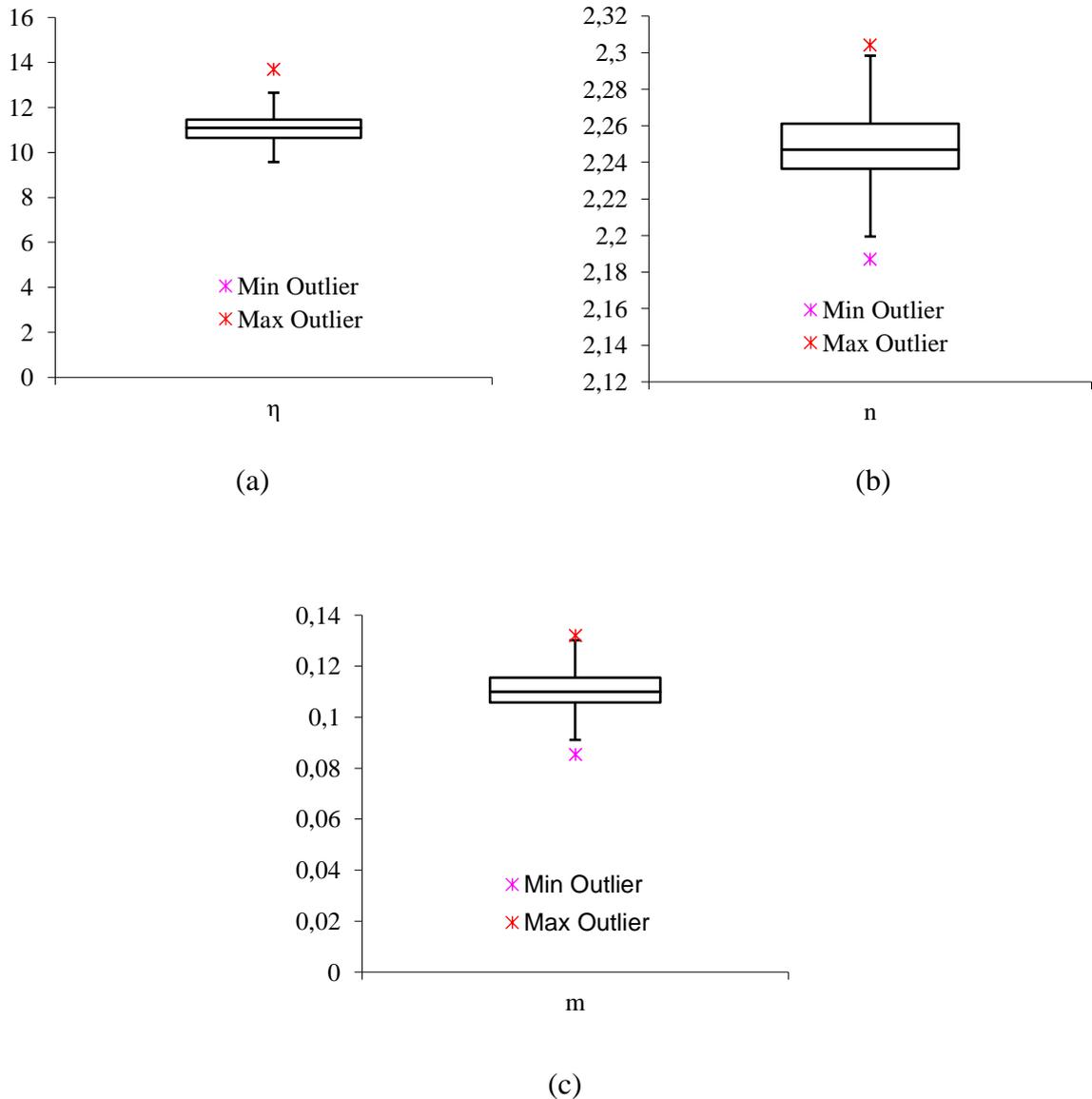
Braud *et al.* (2004), analisando os parâmetros de forma (m e n) para um solo com predominância de partículas finas, encontraram valores médios de 0,099 e 2,22, para m e n, respectivamente.

Esses resultados são esperados, haja vista a dependência dos parâmetros m e n da composição granulométrica do solo e a relação inversamente proporcional, advinda da formulação matemática, de η , a esses parâmetros.

Os valores observados por esses autores, juntamente com os obtidos no presente trabalho, corroboram com o apresentado por Lassabatère *et al.* (2006) e Santos *et al.* (2012) que, em seus estudos, analisaram os parâmetros m, n e η para diferentes classes texturais e verificaram um crescimento tênue dos valores de m e n para solos mais grossos, sendo o inverso observado para η em ambos os trabalhos.

Todos os parâmetros de fôrma apresentaram uma baixa variabilidade, conforme os critérios de Warrick & Nielsen (1980), evidenciando sua relação com a textura do solo. Bem como, apresentaram uma distribuição praticamente simétrica, conforme apresentado nos gráficos *BloxPot* da Figura 18.

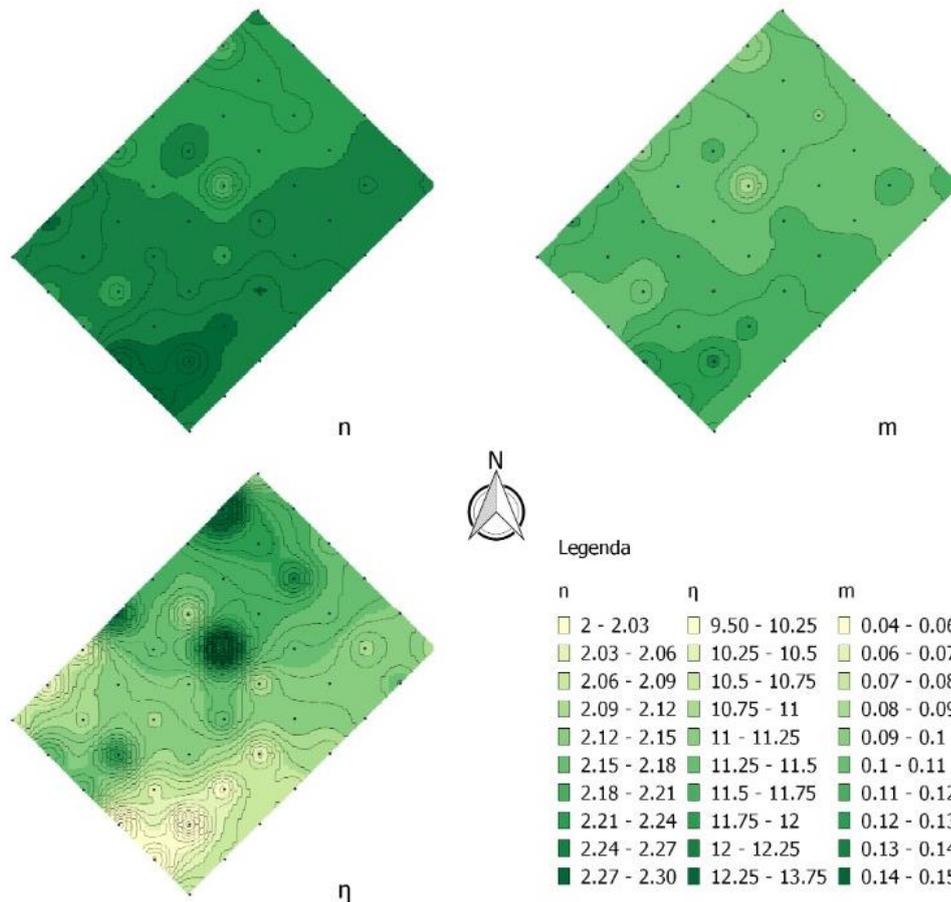
Figura 18 - BloxPot dos parâmetros de forma. (a) parâmetro η ; (b) parâmetro n ; (c) parâmetro m



Fonte: O Autor (2018).

Os mapas (Figura 19) gerados a partir da espacialização dos parâmetros destacam relativa similaridade da variabilidade dos parâmetros m e n na área em estudo, no qual, para ambos os casos, verificou-se valores mais altos no canto sul dos respectivos mapas, com valores inferiores no canto norte.

Figura 19 - Mapas de espacialização dos parâmetros de forma



Fonte: O Autor (2018).

O parâmetro η apresentou, como esperado, variabilidade espacial inversa à observada para m e n , sendo seus maiores valores ao norte, com um pico tendendo para o centro e seus valores inferiores na região sul.

Em comparação aos mapas dos componentes texturais apresentados na Figura 14, observa-se que os mapas de m e n não possuem uma relação direta destacável com algum componente textural, embora apresente pequena similaridade com o mapa de silte.

Souza (2005), analisando a variabilidade espacial desses parâmetros para um Neossolo Flúvico (NF) e um Latossolo Amarelo (LA), verificou uma similaridade dos mapas dos parâmetros de forma com todos os mapas dos três componentes texturais para o NF; para o LA (solo de predominância franco-arenosa), verificou uma semelhança dos parâmetros apenas com o mapa de silte.

Oliveira Júnior (2012), por sua vez, estudando um Neossolo Flúvico, verificou semelhança de m , n e η com os mapas dos componentes texturais, principalmente com os de areia e silte.

5.4 PARÂMETROS HIDRODINÂMICOS

Na Tabela 4 são apresentados os dados referentes a análise estatística realizada para os parâmetros hidrodinâmicos das curvas de retenção e condutividade hidráulica. O teste de Kolmogorov-Smirnov apontou que os três parâmetros não seguem uma distribuição normal a 95% de confiança.

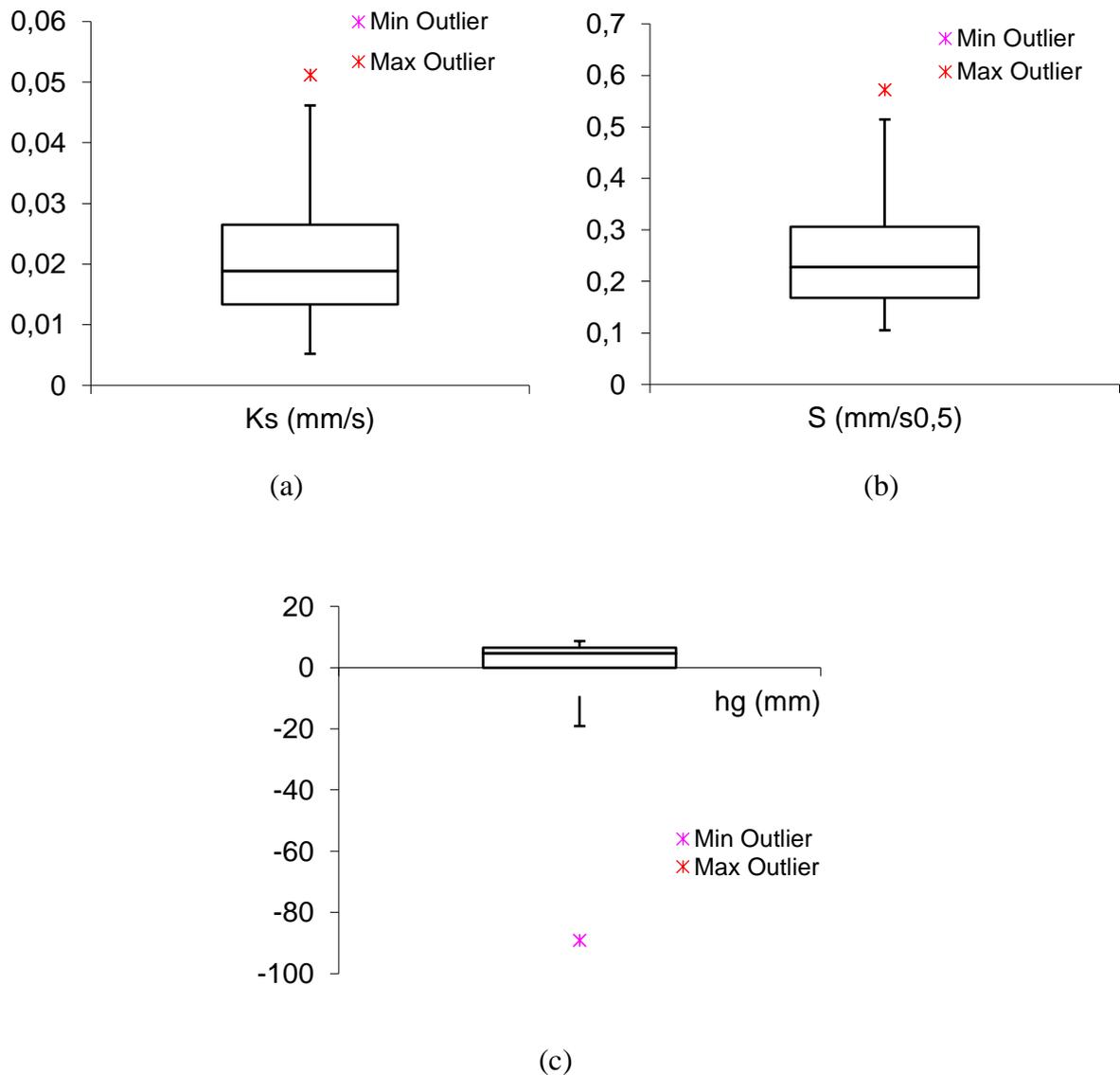
Tabela 4 - Análise estatística dos parâmetros hidrodinâmicos

Parâmetros	hg (mm)	Ks (mm/s)	S (mm/s ^{0.5})
Média	-9,2554	0,0211	0,2529
Mediana	-4,5299	0,0189	0,2280
Desvio Padrão	14,5117	0,0115	0,1026
Variância	210,5886	0,0001	0,0105
Coef. de Variação	156,7913	54,5324	40,5717
Assimetria	-4,2302	0,9886	0,9700
Valor Máximo	-0,5839	0,0512	0,5714
Valor Mínimo	-89,0725	0,0052	0,1053
Q1	-9,2791	0,0134	0,1679
Q3	-2,7407	0,0265	0,3065
IQR	6,5384	0,0131	0,1386
<i>Upper Outliers</i>	0	2	1
<i>Lower Outliers</i>	4	0	0
Nº de Observações	48	48	48

Fonte: O Autor (2018).

O parâmetro hg, que se refere ao potencial de entrada de ar no sol, apresentou uma média de -9,2554 mm, com valor mínimo de -89,0725 mm e valor máximo de -0,5839 mm, registrando uma alta variabilidade, de acordo com os critérios de Warrick e Nielsen (1980). Apresentou também uma assimetria negativa, impulsionada por pontos inferiores discrepantes, conforme representado no *BloxPot* da Figura 20.

Figura 20 - BloxPot dos parâmetros hidrodinâmicos. (a) Condutividade hidráulica saturada; (b) Sorvidade; (c) hg.



Fonte: O Autor (2018).

A condutividade hidráulica saturada, K_s registrou valor médio de $0,0211 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$, variando entre $0,0052$ e $0,0512 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$, apresentando uma média variabilidade ($12\% < C.V < 60\%$) e distribuição praticamente simétrica, conforme representado no *BloxPot* da Figura 20. Essa variabilidade média, para um solo franco-arenoso, também foi observada por Aiello *et al.* (2014).

Montenegro & Montenegro (2006), avaliando a K_s de um solo com textura franca e franco-arenosa obtiveram valores médios da ordem de $0,0825 \text{ mm.s}^{-1}$. Shwetha & Varija (2015), analisando os parâmetros hidrodinâmicos de um solo franco-arenoso sob mata nativa, registraram um valor médio para K_s de $0,0193 \text{ mm.s}^{-1}$, com valores mínimos e máximos sendo $0,0155$ e $0,0221 \text{ mm.s}^{-1}$, respectivamente.

Aiello *et al.* (2014), estudando a condutividade hidráulica saturada de um solo franco-arenoso, obtiveram um valor médio de $0,0048 \text{ mm.s}^{-1}$, com valor mínimo de $0,0023 \text{ mm.s}^{-1}$ e valor máximo de $0,0130 \text{ mm.s}^{-1}$.

Os resultados observados na presente pesquisa e os apresentados por esses autores mostram que, para uma mesma classe textural, há uma significativa diferença do parâmetro K_s . Concernente a isso, Cavalcanti (2012) explica que as propriedades hidráulicas do solo como a condutividade hidráulica saturada, K_s , e a sorvidade, S , são dependentes da textura, mas, sobretudo da estrutura do solo.

A sorvidade, S , que traduz a capacidade do solo de absorver água por capilaridade, dependendo essencialmente da variação do teor volumétrico de água entre o início e final da infiltração e da estrutura do solo (Souza, 2005; Oliveira Júnior, 2012), apresentou um valor médio de $0,2529 \text{ mm.s}^{-0,5}$, com valores mínimos e máximos de $0,1053$ e $0,5714 \text{ mm.s}^{-0,5}$, respectivamente. Sua variação também foi considerada média, conforme os critérios de Warrick & Nielsen (1980).

Os resultados aqui obtidos, relativos ao grau de variabilidade dos parâmetros hidrodinâmicos, diferem dos observados por Oliveira Júnior *et al.* (2014) apenas em relação a variabilidade do K_s , no qual verificaram uma alta variabilidade para mata nativa de Caatinga.

Entretanto, os valores aqui observados, corroboram com os indicados por Souza *et al.* (2008) para o Neossolo Flúvico, que também apresentou média variabilidade entre os parâmetros hidrodinâmicos, enquanto que, para o Latossolo Amarelo, o parâmetro K_s apresentou alta variabilidade.

A Figura 21 refere-se aos mapas de variabilidade dos parâmetros hidrodinâmicos. É possível inferir que os mapas de sorvidade e condutividade hidráulica apresentam grande variabilidade espacial, não estando estritamente relacionados com os demais parâmetros apresentados.

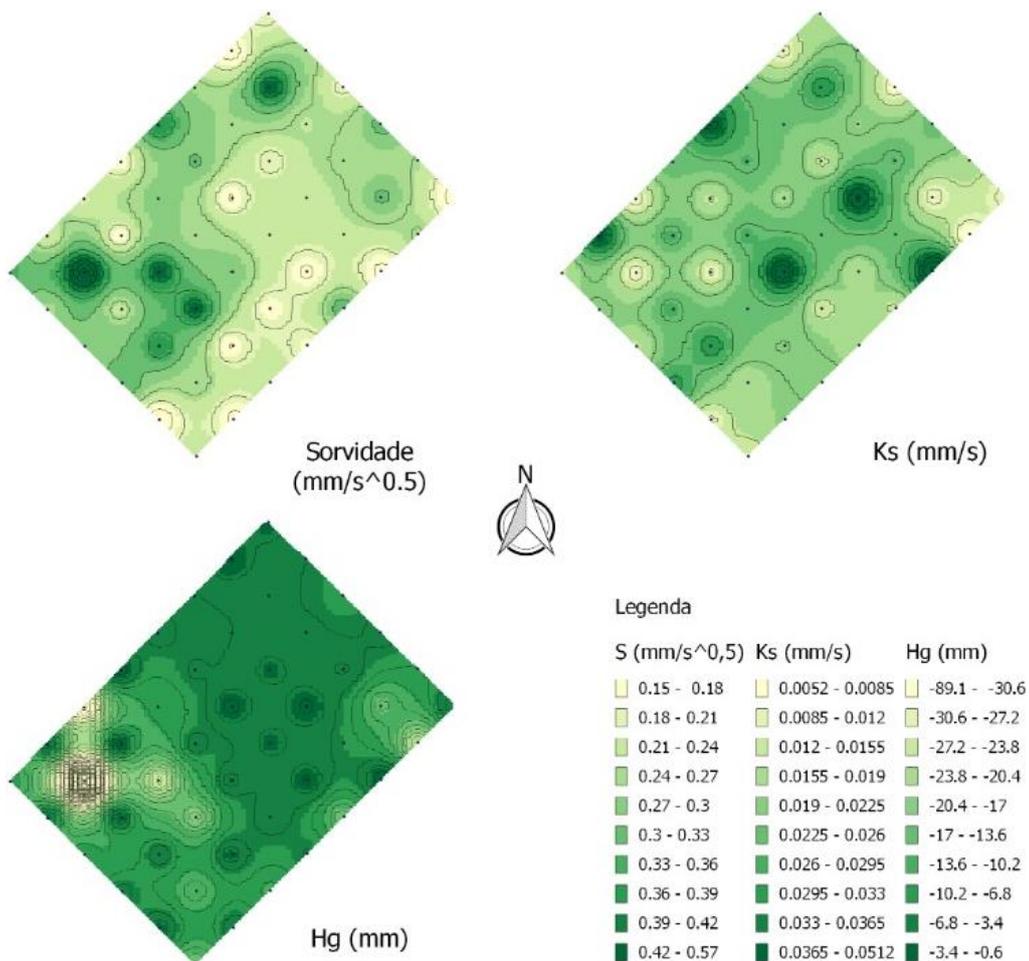
Rodrigues *et al.* (2006) levantam a hipótese de que essas variabilidades espaciais significativas, em uma mata nativa, estejam relacionadas com os eventos de crescimento/morte de plantas, competição entre as espécies, ação de microrganismos, entre outros, que são

aleatórios, não seguindo uma distribuição e, portanto, interferem qualitativamente na estrutura do solo, promovendo uma variação dos parâmetros a ela relacionados.

Os estudos de Alagna *et al.* (2016), apontam, inclusive, uma influência na altura do vertimento de água nos parâmetros hidrodinâmicos e que o grau de influência da altura do vertimento pode variar mediante condições de estrutura e umidade inicial do solo.

Ademais, o mapa do parâmetro h_g mostrou valores médios concentrados na parte central e norte do mapa, com variações entre alguns pontos.

Figura 21 - Mapas de espacialização dos parâmetros hidrodinâmicos



Fonte: O Autor (2018).

5.5 ESCALAS CARACTERÍSTICAS

Conforme Souza (2005), fatores que podem afetar o fluxo da entrada de água no solo são a geometria da fonte de água, capilaridade e gravidade, os quais podem ser caracterizados a partir das medidas de escala características.

Na Tabela 5 são apresentados os dados da análise estatística dos parâmetros de escala comprimento capilar, λ_c , raio dos poros hidraulicamente ativos, λ_m , e número de poros hidraulicamente ativos por unidade de área, $C\lambda_m$.

Os valores médios obtidos para λ_c , λ_m e $C\lambda_m$ foram, respectivamente, $7,4 \times 10^{-3}$ m, $2,4 \times 10^{-3}$ m e $660,75$ N° de poros.m⁻², os quais apresentaram alta variabilidade, conforme critérios de Warrick & Nielsen (1980).

Tabela 5 - Análise estatística das escalas características.

Parâmetros	λ_c (m)	λ_m (m)	$C\lambda_m$ (m ⁻²)
Média	0,00743863	0,00246397	660,7494459
Mediana	0,00410747	0,00178437	0,405015868
Desvio Padrão	0,01278441	0,00234501	4224,749133
Variância	0,00016344	5,4991E-06	17848505,24
Coef. de Variação	171,865002	95,1716775	639,3874652
Assimetria	5,06204656	2,60118149	6,554424503
Valor Máximo	0,08208029	0,0131793	27716,01914
Valor Mínimo	0,00055612	8,9294E-05	0,000392438
Q1	0,00218103	0,0009847	0,06009887
Q3	0,00745982	0,00337151	2,926862721
IQR	0,00527879	0,00238681	2,866763851
<i>Upper Outileirs</i>	4	1	7
<i>Lower Outileirs</i>	0	0	0
N° de Observações	48	48	48

Fonte: O Autor (2018).

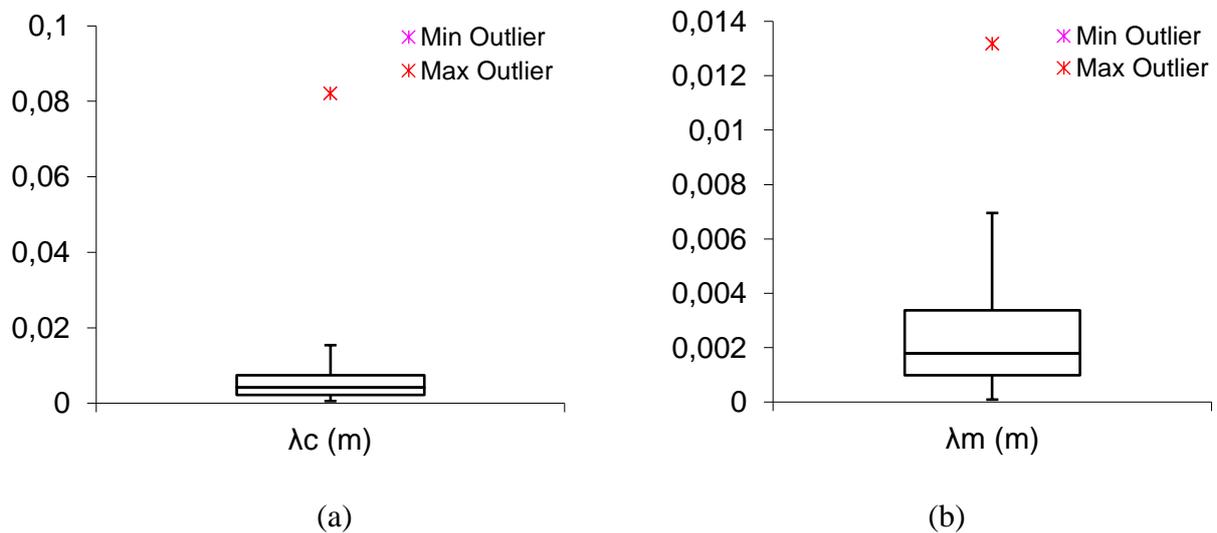
Souza *et al.* (2007), comparando os parâmetros hidrodinâmicos e escalas características para uma superfície sem crosta e uma com crosta, encontraram valores médios de $1,6 \times 10^{-3}$ m e $2,03 \times 10^3$ N° de poros.m⁻² para λ_m e $C\lambda_m$, respectivamente, na superfície sem crosta e $1,9 \times 10^{-3}$ e $0,54 \times 10^4$ na superfície com crosta.

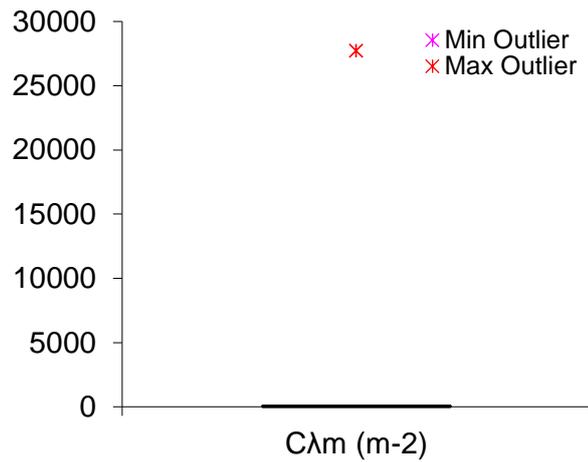
Souza *et al.* (2008b), estudando o λ_m para dois solos franco-arenosos, obtiveram valores médios de $1,4 \times 10^{-4}$ m e $3,8 \times 10^{-4}$ m. Oliveira Júnior (2012), ao avaliar um solo sob mata nativa de Caatinga, em um solo predominantemente arenoso, obteve resultados médios de $5,1 \times 10^{-3}$ e $2,03 \times 10^3$ para λ_m e $C\lambda_m$, respectivamente, no qual, observou uma variabilidade média para o λ_m e alta para o $C\lambda_m$.

Os valores aqui observados encontram-se próximos aos encontrados por esses autores, com uma ressalva para o $C\lambda_m$, que apresentou uma média menor em comparação aos trabalhos citados, que tende a ter sido influenciada por pontos discrepantes.

A análise da influência de pontos discrepantes pode ser melhor compreendida a partir do *BloxSpot* da Figura 22. No qual, os parâmetros apresentam uma configuração quase simétrica, entre os quartis, entretanto, os pontos discrepantes estão muito distantes dos demais, acometendo a uma significativa assimetria.

Figura 22 - BloxPot das escalas características. (a) comprimento capilar; (b) raio dos poros; (c) quantidade de poros por área.



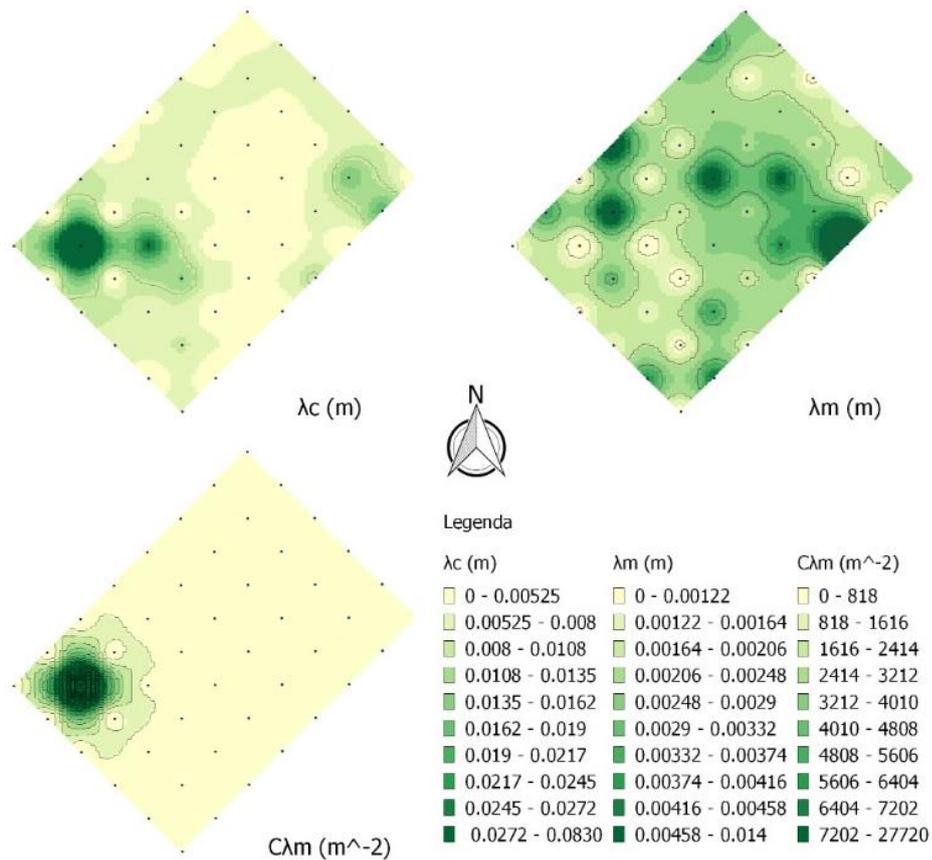


(c)

Fonte: O Autor (2018).

Analisando os mapas da Figura 23, referente à distribuição espacial dos parâmetros de escala, pode-se verificar uma significativa variabilidade espacial para o parâmetro λ_m , concordando com o também apresentado por Oliveira Júnior (2012) para distribuição espacial de uma mata nativa de caatinga.

Figura 23 - Mapas de espacialização das escalas



Fonte: O Autor (2018).

Cavalcanti (2012) faz menção à tendência de solos com maiores diâmetros serem melhores condutores de água, bem como, a de solos com maior densidade de poros também tenderem a conduzir com maior facilidade.

Assim sendo, é possível verificar que, no canto próximo ao leste do mapa do λ_m existe certa similaridade com o mapa do K_s , o que pode indicar que, nesses pontos, os maiores raios hidráulicos se sobressaíram aos demais fatores, elevando os valores de condutividade hidráulica. Entretanto, para os demais pontos do mapa, não se evidencia uma semelhança, sugerindo que outros fatores possuíssem maior influência nos valores de K_s .

Observa-se que a quantidade de poros hidraulicamente ativos por unidade de área, $C\lambda_m$, apresenta pouca variação espacial, à exceção dos pontos localizados nas proximidades da aresta à oeste, que apresentaram valores muito discrepantes dos demais observados na área de estudo.

Por fim, em relação a escala de comprimento capilar, cabe a observação de uma pequena variabilidade espacial, no qual os valores são aproximados para toda a área, com exceção de pequenas acentuações no canto próximo ao leste e um pico nos pontos aproximados ao oeste.

5.6 CURVAS DE RETENÇÃO E CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA

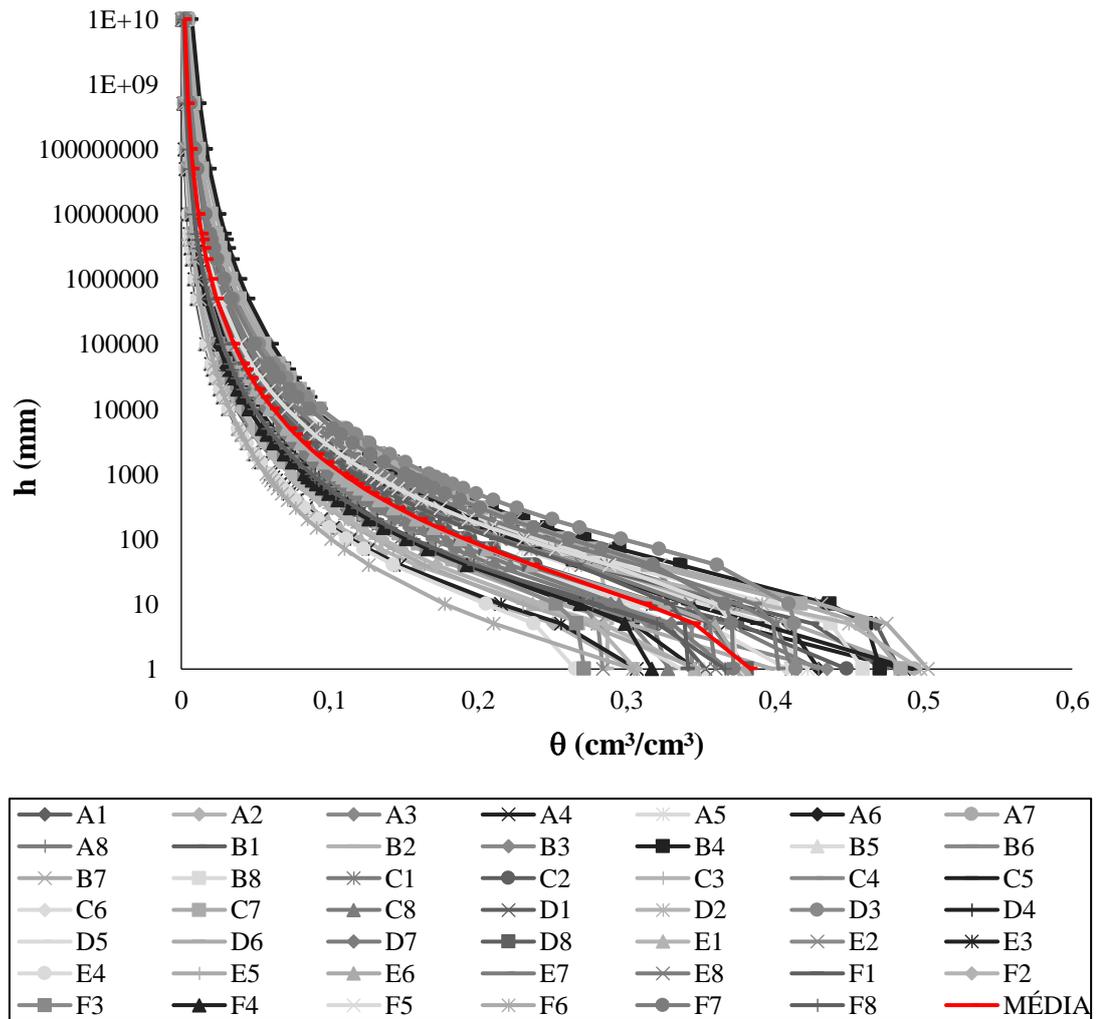
De posse dos valores relativos aos parâmetros de fôrma (m , n e η) e de normalização (θ_s , H_g e K_s) das equações de retenção e condutividade hidráulica, foi possível delinear as respectivas curvas de $\theta(h)$ e $K(\theta)$.

As curvas de retenção (Figura 24), definidas por Oliveira Júnior (2012) como a relação funcional entre a quantidade de solução em volume de solo em equilíbrio com a tensão aplicada, mostraram relativa dispersão em relação à curva média, a medida que o valor de h diminui.

Esse comportamento corrobora com o observado por Trentin (2005) e Oliveira Júnior (2012), que observaram curvas de retenção relativamente distintas para a mesma classe textural.

Apesar de demonstrarem relativa dispersão com a diminuição do potencial matricial, há de se destacar o comportamento simétrico entre a distribuição das curvas, evidenciando as duas zonas de retenção observada no mapa de umidade final da Figura 16.

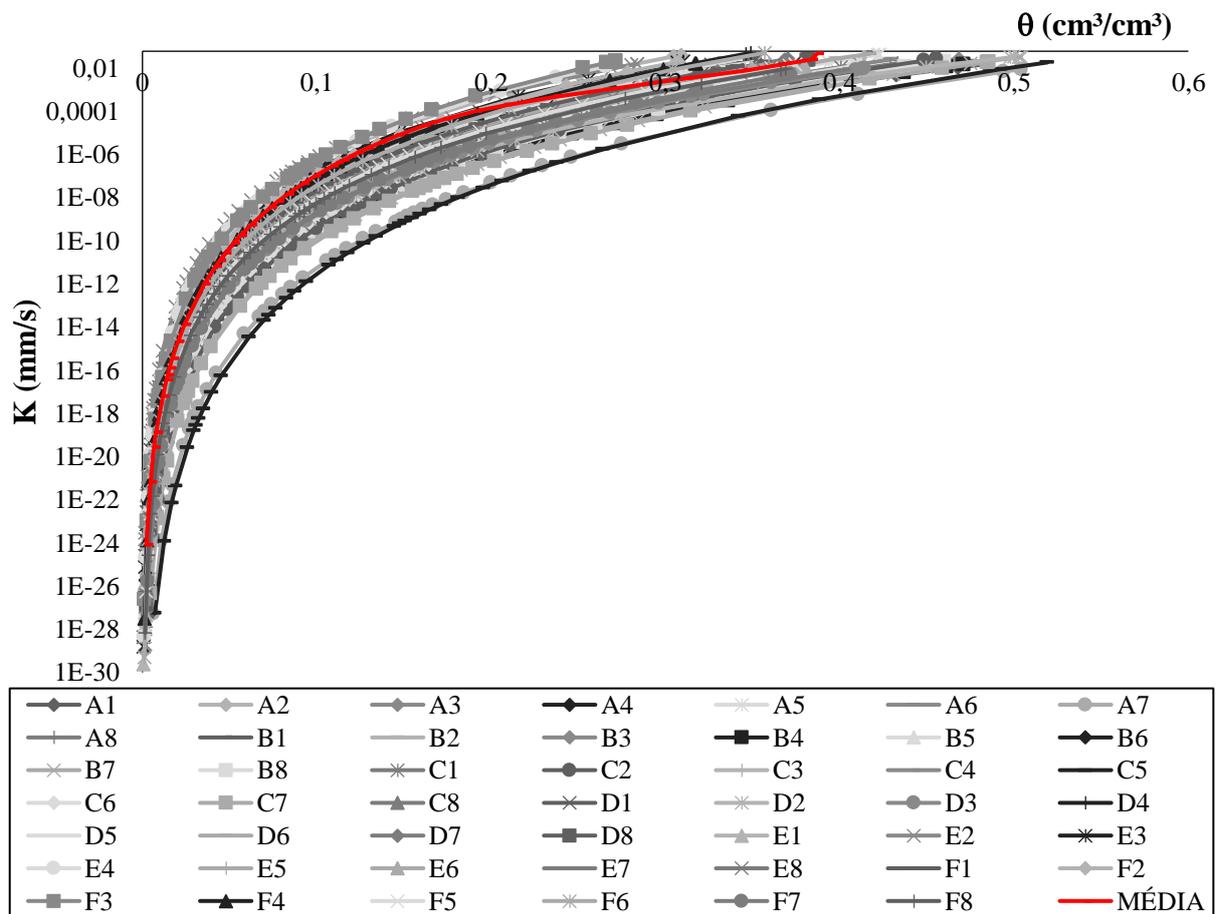
Figura 24 - Curvas de retenção dos 48 pontos estudados



Fonte: O Autor (2018).

Em relação as curvas de condutividade hidráulica, apresentadas na Figura 25, percebe-se que todas apresentaram o comportamento esperado de rápida ascensão da sua capacidade de conduzir água a medida que a umidade aumenta, tendendo a estabilização na umidade de saturação.

Figura 25 - Curvas de condutividade hidráulica dos 48 pontos estudados



Fonte: O Autor (2018).

A variabilidade apresentada pelas curvas de condutividade hidráulica podem estar associadas ao uso florestal, no entendimento que são inúmeras as espécies que competem entre si, ocupando a mesma área, com porte e fisiologias diferentes, concernindo também a uma variação nos teores de matéria orgânica (PINHEIRO & TEIXEIRA, 2009; OLIVEIRA JÚNIOR, 2012).

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Inicialmente, os resultados da caracterização textural do solo, observando a mesma classe textural e pequenas variações na composição granulométrica entre os pontos estudados, possibilitaram a análise do grau de variabilidade das propriedades hidrodinâmicas para um solo de textura homogênea.

Foram observadas zonas bem definidas de maior retenção de água e sua relação com uma maior porosidade do solo, o que pode sugerir regiões de melhor desenvolvimento das espécies de Caatinga.

Foi observado que, mesmo o solo sendo homogêneo em relação a textura, as propriedades hidrodinâmicas relacionadas à condução de água foram caracterizadas com média a alta variabilidade em seus índices, com variação espacial evidente.

Não foi constatada uma relação direta entre as propriedades de condução de água e os demais parâmetros analisados, sendo necessário estudos que abranjam as demais condicionantes pertinentes a essas propriedades em matas nativas.

O método Beerkan se mostrou robusto, prático e apropriado para esse tipo de análise, a vista da sua fácil e acessível aplicação, no qual, os resultados aqui apresentados foram condizentes com os apresentados pela literatura e a estimação espacial processada no *software* Qgis, a partir do método do inverso do quadrado da distância, se mostrou adequada.

Desta feita, com os resultados dessa pesquisa, foi possível discernir o quanto as propriedades hidrodinâmicas podem variar espacialmente sob interferência de uma mata nativa, contribuindo com o conhecimento relacionado ao estudo do sistema solo/água/planta/atmosfera concernente a regiões semiáridas e ao bioma Caatinga.

7 SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

De modo a enriquecer o conhecimento acerca das análises inferidas nessa pesquisa, sugere-se as seguintes aplicações para trabalhos futuros:

- a) Realizar a espacialização dos parâmetros através de geoestatística, de modo a verificar a dependência espacial dos mesmos;
- b) Verificar os teores de matéria orgânica presentes no ponto da malha de estudo, buscando sua relação com as propriedades hidrodinâmicas
- c) Buscar o entendimento da relação das propriedades hidrodinâmicas com a estrutura do solo, através da caracterização não invasiva na microescala utilizando a microtomografia computadorizada de raios-X;
- d) Analisar as propriedades hidrodinâmicas para camadas subsuperficiais, através da metodologia Beerkan;
- e) Aplicar outras metodologias pra determinação das propriedades hidrodinâmicas, comparando-as com os resultados apresentados pela metodologia Beerkan.

REFERÊNCIAS

- ABNT - Associação Brasileira de Normas Técnicas — NBR 7181: **Solo – Análise granulométrica**, Rio de Janeiro, 16p., 2017.
- AGOSTINHO, S. Confissões: livro XI. **São Paulo: Abril Cultural**, 1973.
- AIELLO, R. *et al.* An assessment of the Beerkan method for determining the hydraulic properties of a sandy loam soil. **Geoderma**, v. 235, p. 300-307, 2014.
- ALAGNA, V. *et al.* Testing infiltration run effects on the estimated water transmission properties of a sandy-loam soil. **Geoderma**, v. 267, p. 24-33, 2016.
- ALBUQUERQUE, S. G.; BANDEIRA, G. R. L. Effect of thinning and slashing on forage phytomass from a caatinga of Petrolina, Pernambuco, Brasil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, DF, v. 30, p. 885-891, 1995.
- ALVES, E. M. **Fluxos de energia, vapor d'água e co₂ entre a vegetação e a atmosfera no Agreste meridional de Pernambuco**. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Pernambuco, 2015.
- ANDRADE, R. S.; STONE, L. F. Uso do índice S na determinação da condutividade hidráulica não-saturada de solos do cerrado brasileiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 13, n. 4, p. 376-381, 2009.
- ANTONINO, A. C. D. *et al.* Determinação da condutividade hidráulica e da sorvidade de um solo com infiltrômetro a disco. **R Bras Eng Agríc Amb**, v. 5, p. 247-253, 2001.
- APAC. **Monitoramento de Chuvas no Estado de Pernambuco**. Disponível em: <<http://www.apac.pe.gov.br/meteorologia/chuvas-rmr.php>>. Acesso em: 12/01/2018.
- ARAÚJO, D. C. dos S. *et al.* Spatial variability of soil attributes in an experimental basin in the semi-arid region of Pernambuco, Brazil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 22, n. 1, p. 38-44, 2018.
- BAGARELLO, V. *et al.* Testing different approaches to characterize Burundian soils by the BEST procedure. **Geoderma**, v. 162, n. 1-2, p. 141-150, 2011.
- BAGARELLO, V.; DI PRIMA, S.; IOVINO, M. Estimating saturated soil hydraulic conductivity by the near steady-state phase of a Beerkan infiltration test. **Geoderma**, v. 303, p. 70-77, 2017.
- BERRETTA, A. L. O. **Condutividade hidráulica obtida pelo método do perfil instantâneo utilizando curva de retenção e sonda de nêutrons e pelo método de Genuchten**. Tese de Doutorado. INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, 1999.
- BRADY, N. C.; WEIL, R. R. **Elementos da natureza e propriedades do solo**. 3ªEd. Editora Bookman. 716p, 2012.

- BRASIL. M. da I. N. **Nova delimitação do Semiárido brasileiro**. Brasília, DF, 32 p., 2005.
- BROOKS, R. H.; COREY, A. T. Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper, n.3, **Fort Collins: Colorado State University**, 27p., 1964.
- BURDINE, N. T. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. **American Institute Mining and Metallurgy Engineering**, v.198, p.71–77, 1953.
- CAMARGO, E.C.G. Geoestatística: fundamentos e aplicações. **Geoprocessamento para projetos ambientais. São José dos Campos: INPE**, 1998.
- CASTELLINI, M.; DI PRIMA, S.; IOVINO, M. An assessment of the BEST procedure to estimate the soil water retention curve: A comparison with the evaporation method. **Geoderma**, v. 320, p. 82-94, 2018.
- CAVALCANTI, G. I. F. N. **Caracterização hidrodinâmica de solos de unidades geoambientais de Pernambuco a partir da metodologia Beerkan**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco, 2012.
- CHAGAS, C. da S. *et al.* Spatial prediction of soil surface texture in a semiarid region using random forest and multiple linear regressions. **Catena**, v. 139, p. 232-240, 2016.
- CICHOTA, R.; JONG VAN LIER, Q. de; LEGUIZAMÓN ROJAS, C. A. Variabilidade espacial da taxa de infiltração em Argissolo Vermelho. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 5, 2003.
- CIRILO, J. A. *et al.* A questão da água no semiárido brasileiro. **Águas do Brasil: análises estratégicas**, v. 1, p. 81-91, 2010.
- CIRILO, J. A. Políticas públicas de recursos hídricos para o semi-árido. **Estudos avançados**, v. 22, n. 63, p. 61-82, 2008.
- COSTA, L. F. *et al.* Espaço poroso em solos brasileiros usando tomografia computadorizada de raios-X (Porous space in Brazilian soils using X-ray computed tomography). **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, n. 3, p. 692-706, 2016.
- CUNHA, T. J. F. *et al.* Principais solos do semiárido tropical brasileiro: caracterização, potencialidades, limitações, fertilidade e manejo. **Embrapa Semiárido-Capítulo em livro científico (ALICE)**, 2010.
- CODEVASF. **Inventário de projetos**. 3. ed. Brasília, DF, 223 p. il., 1999.
- COELHO, R. D.; DE MIRANDA, J. H.; DUARTE, S. N.. Infiltração da água no solo; parte I infiltrômetro de anéis versus infiltrômetro de aspersores Water infiltration in the soil; part I cylinder infiltrometer versus sprinkler infiltrometer. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental-Agriambi**, v. 4, n. 2, p. 137-141, 2000.
- COUTINHO, A. P. **Pavimento permeável como técnica compensatória na drenagem urbana da cidade do Recife**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco, 2011.

DAS, B. M. Fundamentos de engenharia geotécnica. **Tradução da 7ª edição norte americana Cengage Learning**, 2011.

DE CONDAPPA, D. *et al.* Méthode Beerkan. Caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols non saturés. Rapport interne Hydrologie de la Zone Non Saturés – LTHE, Grenoble: **Université de Grenoble**, 82p., 2002.

DI MAIO, R. *et al.* A combined use of Archie and van Genuchten models for predicting hydraulic conductivity of unsaturated pyroclastic soils. **Journal of Applied Geophysics**, v. 112, p. 249-255, 2015.

DI PRIMA, S. *et al.* Testing a new automated single ring infiltrometer for Beerkan infiltration experiments. **Geoderma**, v. 262, p. 20-34, 2016.

FEITOSA, F. A. C. *et al.* Hidrogeologia: conceitos e aplicações. 3ª. Ed. **CPRM, Rio de Janeiro**, 812pp, 2008.

FUENTES, C. *et al.* Soil water conductivity of a fractal soil. In: Baveye, P.; Parlange, J. Y.; Stewart, B. A. (eds.). **Fractals in soil science**. Boca Raton: CRC. cap. 11, p.333–340., 1998.

FUENTES, C. Approche fractale des transferts hydriques dans les sols non-saturés. Grenoble: Université Joseph Fourier. 444p. Tese Doutorado., 1992.

FURTUNATO, O. M. *et al.* Variabilidade espacial de atributos físico-hídricos de solos em uma bacia experimental no Estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 18, n. 2, p. 135-147, 2013.

GOMES, C. de A. *et al.* Medição e Simulação dos Fluxos de Energia e Evapotranspiração em Solo Cultivado com *Brachiaria decumbens* na Microrregião de Garanhuns–PE. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 8, n. 2, p. 365-376. 2015.

GONDIM, J. E. F. *et al.* Resistência mecânica do solo à penetração em diferentes manejos do solo e da caatinga em Governador Dix-Sept Rosado-RN. **Agropecuária científica no semiárido**, v. 11, n. 2, p. 72-76, 2015.

GONDIM, M. V. S. *et al.* Simulação do transporte do paclobutrazol em um argissolo no vale do São Francisco. **Águas Subterrâneas**, 2010.

GREGO, C. R.; DE OLIVEIRA, R. P.; VIEIRA, S. R. Geoestatística aplicada a Agricultura de Precisão. **Embrapa Monitoramento por Satélite-Capítulo em livro científico (ALICE)**, 2014.

GREGO, C. R.; PAIM, F. A. P.; OLIVEIRA, A. de. **Introdução à análise Geoestatística**. Ciclo de Capacitação Técnica Interna. Embrapa. 2011.

HAVERKAMP, R. *et al.* Scaling of the Richards equation and its application to watershed modeling. In: Sposito, G. (ed.). **Scale dependence and scale invariance in hydrology**. Cambridge: Cambridge University Press. p.190–223, 1998.

HAVERKAMP, R *et al.* Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. **Water Resources Research**, v.30, p.2931-2935, 1994.

HAVERKAMP, R.; PARLANGE, J. Y. Predicting the water retention curve from particle size distribution: I Sandy soils without organic matter. **Soil Science**, v.142, p.325–335, 1986.

HILLEL, D. **Environmental soil physics**. New York: Academic Press. 771p., 1998.

JACOMINE, P. K. T. *et al.* Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado de Pernambuco. **Embrapa Solos-Séries anteriores (INFOTECA-E)**, 1973.

JAKOB, A. A. E.; YOUNG, A. F.. O uso de métodos de interpolação espacial de dados nas análises sociodemográficas. **Anais**, p. 1-22, 2016.

JACOMINE, P. T. K. Solos sob caatinga: características e uso agrícola. In: ALVAREZ V., V. H.; FONTES, L. E. F.; FONTES, M. P. F. O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado. Viçosa, MG: **Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**: Universidade Federal de Viçosa. p. 96-111. 1996.

LANDIM, P. M. B. Sobre geoestatística e mapas. **Terra e Didática**, v. 2, n. 1, p. 19-33, 2006.

LANDIM, P. M. B. **Análise estatística de dados geológicos**. Unesp, 2003.

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.

LIMA, F. V. de *et al.* Variabilidade espacial de atributos físicos do solo em área de encosta sob processo de degradação. **Revista Caatinga**, v. 28, n. 4, 2015.

LIMA, J. A. G. *et al.* Variabilidade espacial de características físico-hídricas de um cambissolo cultivado com mamão no semi-árido do RN. **Revista Caatinga**, v. 19, n. 2, 2006.

LIMA, J. R de S. *et al.* Atributos físico-hídricos de um Latossolo Amarelo cultivado e sob mata nativa no Brejo Paraibano. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, v. 9, n. 4, 2014.

MACIEL NETTO, A. *et al.* Condutividade hidráulica não saturada de um podzólico amarelo da zona da mata norte de Pernambuco. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 35, n. 6, p. 1221-1228, 2000.

MARCONATO, R. **Análise do custo de transporte de fertilizantes com uso de modelagem digital de terreno**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 2012.

MATHERON, G. The theory of regionalized variables and its applications. **Les cahiers du CMM**, n.5, 211p, 1971.

MELLO, G. de; BUENO, C. R.P; PEREIRA, G. T. Variabilidade espacial das propriedades físicas e químicas do solo em áreas intensamente cultivadas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, p. 294-305, 2006.

MELLO, C.R de *et al.* Krigagem e inverso do quadrado da distância para interpolação dos parâmetros da equação de chuvas intensas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 5, 2003.

MELO, R. O. *et al.* Susceptibilidade à compactação e correlação entre as propriedades físicas de um Neossolo sob vegetação de caatinga. **Revista Caatinga**, v. 21, n. 5, 2008.

MIGUEL, F. R. M.; VIEIRA, S. R.; GREGO, C. R. Spatial variability of water infiltration rate in soil under pasture as a function of cattle trampling intensity. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 44, n. 11, p. 1513-1519, 2009.

MONTENEGRO, A. A de A.; MONTENEGRO, S. M. G. L. Variabilidade espacial de classes de textura, salinidade e condutividade hidráulica de solos em planície aluvial. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 10, n. 1, p. 30-37, 2006.

MOTA, J. C. A. *et al.* Variabilidade espacial dos parâmetros da equação de van Genuchten em um Latossolo Vermelho-Amarelo. **Revista Agro@ mbiente On-line**, v. 11, n. 2, p. 92-100, 2017.

NASCIMENTO, P. dos S. *et al.* Estudo comparativo de métodos para a determinação da curva de retenção de água no solo. **Embrapa Semiárido-Artigo em periódico indexado (ALICE)**, 2010.

NUNES, J.A. S.; SILVEIRA, M. H.D.; SILVA, T. J.A.; NUNES, P. C. M.; CARVALHO, K. S. **Velocidade de infiltração pelo método do infiltrômetro de anéis concêntricos em Latossolo Vermelho de cerrado**. Enciclopédia Biosfera, v.8, n.15; p. 1685, 2012.

OLIVA, A.; KIANG, C. H.; CAETANO-CHANG, M. R. Determinação da condutividade hidráulica da Formação Rio Claro: análise comparativa através de análise granulométrica e ensaios com permeâmetro guelph e testes de slug. **Águas subterrâneas**, v. 19, n. 2, 2005.

OLIVEIRA, D. M. de *et al.* Caracterização Morfológica e Agronômica de Variedades de Arroz Vermelho em Sistema de Produção Agroecológica. **Revista Brasileira de Agroecologia**, v. 4, n. 2, 2009.

OLIVEIRA, M. C. N. de. **Métodos de estimação de parâmetros em modelos geoestatísticos com diferentes estruturas de covariâncias: uma aplicação ao teor de cálcio no solo**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 2003.

OLIVEIRA JÚNIOR, J. A. S. de. **Propriedades hidrodinâmicas de neossolo regolítico sob pastagem e caatinga no agreste pernambucano**. Dissertação de Mestrado. UFRPE, 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-Agriambi**, v. 18, n. 6, 2014.

PEDÓ, F. **Rendimento e distribuição de raízes de seis espécies de plantas em dois níveis de compactação do solo**. Dissertação de Mestrado. UFRGS, 1986.

PHILIP, J. R. Theory of infiltration. In: Chow, V. T. (ed.). **Advances in Hydrosience**. New York: Academic Press. vol.5, p. 215–296, 1969.

PHILIP, J. R. The quasi-linear analysis, the scattering analog, and other aspects of infiltration and seepage. **Water Resources Research Center**, p.1-27, 1987.

PINHEIRO, A.; TEIXEIRA, L. P. Estimativa das curvas de condutividade hidráulica e de retenção a partir de características físicas do solo. **Revista de Estudos Ambientais**, v. 11, n. 1, p. 44-50, 2009.

PINTO, C. de S. Curso básico de mecânica dos solos. **São Paulo: Oficina de Textos**, 2000.

PIZARRO, M. de L. P. **Simulação de fluxo de água e transporte de solutos na zona não-saturada do solo pelo método de elementos finitos adaptativo**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 2009.

PREVEDELLO, C. L. **Física do solo com problemas resolvidos**, 1996.

PREVEDELLO, C. L.; ARMINDO, R. A. Física do Solo com problemas resolvidos. 2ª Ed. Paraná, 2015.

REBOUÇAS, A. da C. Água na região Nordeste: desperdício e escassez. **Estudos avançados**, v. 11, n. 29, p. 127-154, 1997.

REBOUÇAS, C. A. M. **Condutividade hidráulica do solo a partir da curva de retenção de laboratório e de campo**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 2016.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. São Paulo. 188p., 1987.

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. Redistribuição da água no solo. **Solo, planta e atmosfera: Conceitos, processos e aplicações**. Barueri, Manole, p. 269-291, 2004.

REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. Propriedades físicas do solo. **Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria**, 2006.

REINERT, D. J. *et al.* Limites críticos de densidade do solo para o crescimento de raízes de plantas de cobertura em Argissolo Vermelho. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 5, 2008.

RICHARDS, L.A. Capillary conductions of liquids through porous media. **Physics**, v. 1, p. 318-333, 1931.

ROCHA, W. F. Situação da cobertura vegetal do bioma Caatinga. In: ANGELOTTI, F.; SÁ, I. B.; MENEZES, E. A.; Pellegrino, G. Q. (Org.). Mudanças climáticas e desertificação no Semiárido brasileiro. **Petrolina: Embrapa Semiárido; Campinas: Embrapa Informática Agropecuária**. cap. 5, p.77-94, 2009.

RODAL, M. J. N.; SAMPAIO, E. V. S. B. A vegetação do bioma caatinga. In: SAMPAIO, E. V. S. B.; GIULIETI, A. M.; VIRGÍNIO, J.; GAMARRA ROJAS, C. F. L. (Ed.). **Vegetação e flora da Caatinga**. Recife: APNE. p. 11-24, 2002.

SALES, E. G. *et al.* **Impacto das culturas da cana-de-açúcar e do abacaxi nas propriedades hidrodinâmicas do solo da Bacia do Rio Gramame-PB**, 2013.

SANTOS, C. A. G; SILVA, J. F. C. B. C; SILVA, R. M. da. Caracterização hidrodinâmica dos solos da bacia experimental do riacho Guaraíra utilizando o método Beerkan. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 17, n. 4, p. 149-160, 2012.

SANTOS, D. P. dos *et al.* Variabilidade espacial de atributos físicos do solo em vale aluvial na região de Pernambuco. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada-RBAI**, v. 12, n. 1, 2018.

SANTOS, J. Y. G. dos *et al.* Avaliação das perdas de água e solo no semiárido paraibano mediante chuva simulada e modelagem hidrossedimentológica, 2011.

SCHULZ, K. *et al.* Grazing deteriorates the soil carbon stocks of Caatinga forest ecosystems in Brazil. **Forest Ecology and Management**, v. 367, p. 62-70, 2016.

SCHERPINSKI, C. *et al.* Variabilidade espacial da condutividade hidráulica e da infiltração da água no solo. **Acta Scientiarum. Agronomy**, v. 32, n. 1, 2010.

SILVA, A. S. A. da. **Ferramentas para modelagem e interpolação de dados ambientais em escala regional**. Tese de Doutorado. UFRPE, 2015.

SILVA, F. M. da; DOS SANTOS, M. C.; LIMA, Z. M. C. Classificação e tipos de solos do Brasil e do estado do Rio Grande do Norte. **RN**, v. 900, p. 551.5, 2009.

SILVA, S. de A. *et al.* Avaliação de interpoladores estatísticos e determinísticos na estimativa de atributos do solo em agricultura de precisão. **Idesia (Arica)**, v. 26, n. 2, p. 75-81, 2008.

SILVA, J. R. L. da; MONTENEGRO, A. A. A; SANTOS, T. E. M. dos. Caracterização física e hidráulica de solos em bacias experimentais do semiárido brasileiro, sob manejo conservacionista. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental-Agriambi**, v. 16, n. 1, 2012.

SILVA, A. P. M; BONO, J. A. M; PEREIRA, F. de A. R. Aplicação de vinhaça na cultura da cana-de-açúcar: Efeito no solo e na produtividade de colmos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental-Agriambi**, v. 18, n. 1, 2014.

SILVA, R. G. **Introdução à bioclimatologia animal**. São Paulo: Nobel. 286 p., 2000.

SILVA, F. B. R *et al.*, ^a P. **Zoneamento agroecológico do Nordeste: diagnostico do quadro natural e agrossocioeconomico**. Petrolina: EMBRAPA-CPATSA; Recife: EMBRAPA-CNPS, Coordenadoria Regional Nordeste. 2 v. (EMBRAPA-CPATSA. Documentos, 80), 1993.

SOARES, W. de A. **Caracterização hidrodinâmica de solos em campo e em laboratório: análise numérica e fractal**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco, 2004.

SOUSA, A. R. de *et al.* Caracterização e interpretação para uso agrícola de um planossolo háplico eutrófico sódico do agreste pernambucano. In: **Embrapa Solos-Artigo em anais de**

congresso (ALICE). In: REUNIÃO NORDESTINA DE CIÊNCIA DO SOLO, 1., 2013, Areia, Pernambuco. PPGCS-Programa de Pós-graduação de Ciências do Solo-UFPB-CCA, 2013.

SOUZA, G. S. de *et al.* Krigagem ordinária e inverso do quadrado da distância aplicados na espacialização de atributos químicos de um argissolo. **Scientia Agraria**, v. 11, n. 1, 2010.

SOUZA, E. S. de *et al.* Análise do regime transitório da infiltração tridimensional sob sucção controlada. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 11, n.1, p. 5-13, 2006.

SOUZA, E. S. de *et al.* Variabilidade espacial dos parâmetros hidrodinâmicos de duas parcelas agrícolas no estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 5, p. 1795-1804, 2008a.

SOUZA, E. S. de *et al.* Caracterização hidrodinâmica de solos: Aplicação do método Beerkan1. **R. Bras. Eng. Agríc. Ambiental**, v. 12, n. 2, p. 128-135, 2008b.

SOUZA, E. S. **Caracterização hidrodinâmica na escala local e da parcela agrícola de dois solos do estado da Paraíba: Variabilidade Espacial e Temporal, e meio homogêneo equivalente**. Tese de Doutorado. UFPE, 2005.

SOUZA, E. S. de *et al.* Efeito do encrostamento superficial nas propriedades hidráulicas de um solo cultivado. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, v. 2, n. 1, 2007.

SOUZA, E. S. de *et al.* Comportamento hidrodinâmico de solos em cultivos de vazante no semiárido de Pernambuco. **Journal of Environmental Analysis and Progress**, v. 1, n. 1, p. 52-60, 2016.

SHWETHA, P.; VARIJA, Kb. Soil water retention curve from saturated hydraulic conductivity for sandy loam and loamy sand textured soils. **Aquatic Procedia**, v. 4, p. 1142-1149, 2015.

TRENTIN, C. V. **Diagnóstico voltado ao planejamento do uso de águas residuárias para irrigação nos cinturões verdes da região metropolitana de Curitiba-PR**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Paraná, 2005.

TUCCI, C. E. M. Hidrologia: ciência e aplicação. Porto Alegre: Ed. da Universidade: ABRH: EDUSP. **Tucci, CEM (org.)**, 2009.

VAN GENUCHTEN, M. Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of American Journal**, v.44, p.892-898, 1980.

VIEIRA, Lúcio Salgado. **Manual da ciência do solo**. 1975.

VIOLA, M. R. *et al.* Métodos de interpolação espacial para o mapeamento da precipitação pluvial. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental-Agriambi**, v. 14, n. 9, 2010.

VITAL, A. de F. M. *et al.* Caracterização de um solo salinizado em área irrigada da região Semiárida. **Revista Verde de Agroecologia e Desenvolvimento Sustentável**, v. 10, n. 4, p. 28-32, 2015.

WARRICK, A.W.; NIELSEN, D.R. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D., ed. Applications of soil physics. New York, Academic Press. p.319-344., 1980.

WHITE, I.; SULLY, M. J. Macroscopic and microscopic capillary length and times scales from field infiltration. **Water Resources Research**, v.23, n.8, p.1514-1522, 1987.

XU, X.; KIELY, G.; LEWIS, C. Estimation and analysis of soil hydraulic properties through infiltration experiments: comparison of BEST and DL fitting methods. **Soil use and management**, v. 25, n. 4, p. 354-361, 2009.

ZATARÁIN, F. *et al.* Predicción de la forma de la característica de humedad del suelo a partir de la curva granulométrica. In: **Congreso Nacional de Irrigación**, 13, Zacatecas. Resumos ... Zacatecas: ANEI, 2003. Desarrollo y transferencia de tecnología de riego y drenaje, v.2, p.212-219., 2003.