



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE ENGENHARIA AGRÍCOLA
COPEAG - COORD. DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENG. AGRÍCOLA



PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA

Dissertação de Mestrado

CARACTERÍSTICAS FÍSICO-HÍDRICAS DOS SOLOS DA
ESTAÇÃO EXPERIMENTAL DA EMBRAPA
ALGODÃO. VARIABILIDADE ESPACIAL

ANTÔNIO RICARDO SANTOS DE ANDRADE

Campina Grande
Paraíba

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA

PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA
MESTRADO

**CARACTERÍSTICAS FÍSICO-HÍDRICAS DOS SOLOS
DA ESTAÇÃO EXPERIMENTAL DA EMBRAPA-
ALGODÃO. VARIABILIDADE ESPACIAL**

DISSERTAÇÃO

ANTÔNIO RICARDO SANTOS DE ANDRADE

Campina Grande – Paraíba
Dezembro – 1997

Características Físico-Hídricas dos Solos da Estação Experimental da Embrapa Algodão. Variabilidade espacial

Antônio Ricardo Santos de Andrade

Dissertação de mestrado submetida à Coordenação dos Cursos de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal da Paraíba – Campus II como parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de Mestre em Engenharia Agrícola.

Área de Concentração: Irrigação e Drenagem

HUGO O. CARVALLO GUERRA, Ph.D.

Orientador

Campina Grande, Paraíba, Brasil



A553c Andrade, Antonio Ricardo Santos de
Características físico-hídricas dos solos da estação
experimental da Embrapa Algodão : variabilidade espacial /
Antonio Ricardo Santos de Andrade. - Campina Grande, 1997.
101 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) -
Universidade Federal da Paraíba, Centro de Ciências e
Tecnologia.

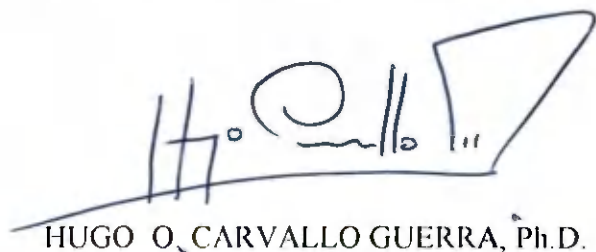
1. Irrigação - 2. Irrigação e Drenagem 3. Dissertação I.
Guerra, Hugo Orlando Carvalho, Dr. II. Universidade Federal
da Paraíba - Campina Grande (PB) III. Título

CDU 626.81/.84(043)

Características Físico-Hídricas dos Solos da Estação Experimental da Embrapa Algodão. Variabilidade espacial

Antônio Ricardo Santos de Andrade

Dissertação de Mestrado apresentada em Dezembro de 1997

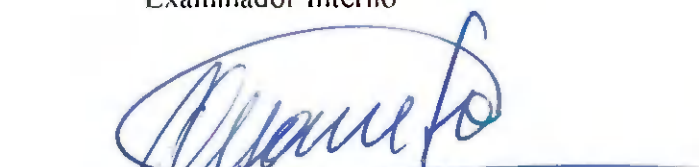


HUGO O. CARVALLO GUERRA, Ph.D.

Orientador



Lúcia Helena Garófalo Chaves, Dr.Sc.
Examinador Interno



Malaquias da Silva Amorim Neto, Dr.Sc.
Examinador Externo

Campina Grande, Paraíba, Brasil, Dezembro de 1997

Dedicatória

COM MUITO AMOR

A minha esposa Simone, pelo apoio,
Compreensão.

COM MUITO CARINHO

A minha filha Emylle, que me ajudou a ver
como a vida é bela, a meus irmão e
irmãs, pelo apoio.

COM MUITO RESPEITO

A minha mãe, que me deu, com muito
amor, um exemplo de vida,
inspiração, força e coragem.

Agradecimentos

A Deus, pela presença constante em vida.

Ao Professor Hugo Orlando Carvalho Guerra, professor e orientador, pela paciência e objetiva orientação em todo o desenvolvimento deste trabalho.

A Universidade Federal da Paraíba (UFPB), pela oportunidade oferecida para a realização do Curso de Mestrado.

Ao Centro Nacional de Pesquisa de Algodão (EMBRAPA ALGODÃO), pelo incentivo e suporte fornecido para a execução desta Dissertação.

Aos Pesquisadores Aurelir Nobre Barreto e José Renato Cortez Bezerra, pela orientação, amizade e ensinamentos.

Aos colegas de Mestrado: Marcos Tibério, Everaldo Mariano, João Jácome, Enio Farias, Gilvanice, Jackeline, Maria de Socorro e José Roberto, pela convivência, apoio e companheirismo.

Ao colega Levi P. Barbosa, pela orientação e auxílio prestados na área da informática.

Ao laboratorista José Maria, pela ajuda nas análises físicas do solo.

Aos funcionários: Nelson e Cardoso do Departamento de Irrigação e Drenagem pelo auxílio prestados e atenções recebidas.

E, finalmente a todos aqueles que de uma maneira direta e indireta contribuíram para a realização deste trabalho.

Resumo

O estudo procurou caracterizar física e hidricamente os solos da Estação Experimental da EMBRAPA localizada no Perímetro Irrigado São Gonçalo-PB e analisar a variabilidade espacial destas características, como uma forma de contribuir ao planejamento e manejo da irrigação dessa área. Para isto, foram escolhidos 40 pontos nos quais foram retiradas amostras de solo as profundidades de 0-30, 30-60, e 60-90cm. As propriedades físico-hídricas analisadas foram a textura, densidade global e das partículas do solo, porosidade total, capacidade de campo, ponto de murcha permanente, água disponível às plantas, curva de retenção de água no solo, infiltração de água no solo e condutividade hidráulica. O esquema de amostragem foi sistemático seguindo um critério linear, com distâncias pré-fixadas entre uma e outra amostra. Para avaliação da variabilidade espacial dos dados, foram utilizados métodos estatísticos, baseado em medidas de posição e medidas de dispersão das características medidas.

No geral o solo apresenta textura franco-arenosa e por tanto altos valores da densidade global. Os valores da densidade das partículas para as três profundidades amostradas, ficam dentro dos valores normais para solos franco-arenosos. Tanto a densidade global quanto a porosidade total do solo tem sofrido o efeito da compactação em consequência do cultivo intenso e de tráfego de máquinas agrícolas. Os valores médios da unidade à capacidade de campo e ponto de murcha permanente são de moderados a ligeiramente baixos, correspondendo os maiores valores a camada superficial. Os valores médios obtidos para a quantidade de água disponível para as plantas decresce com a profundidade. Foi verificado que cada profundidade do solo em estudo, exhibe um comportamento diferente no que se refere à capacidade de reter e armazenar água, reflexo de suas propriedades físicas. O solo em geral possui baixa capacidade de infiltração de água através do perfil apresentando inicialmente uma velocidade de infiltração de $10,5 \text{ cmh}^{-1}$, decrescendo para um valor constante de $1,21 \text{ cmh}^{-1}$, denominada de velocidade de infiltração básica. O modelo de Kostiakov mostrou-se mais adequado na estimativa da velocidade de infiltração de água no solo, quando comparado com o modelo proposto por Horton. Os valores médios de condutividade

hidráulica saturada mostram que toda a área em estudo classifica-se como moderadamente lenta.

Os resultados mostram uma grande variabilidade espacial das propriedades físico-hídricas estudadas tanto no sentido vertical como entre os locais mostrados, onde as características medidas apresentaram diferentes graus de variação, em que os desvio-padrão, as amplitudes totais e os coeficientes de variação para cada profundidade analisada foram acentuados, com exceção da densidade das partículas que não apresentou variabilidade espacial. Das propriedades medidas, a condutividade hidráulica saturada foi a que mostrou a maior variação tanto no sentido vertical quanto no horizontal. Todas as distribuições de frequências das propriedades medidas apresentaram distribuição teórica normal. Observa-se, um aumento do número de amostras requeridas à medida que aumenta a profundidade para estas propriedades medidas, ocasionada pela maior variabilidade de solo no sentido vertical, como foi observado através das medidas estatísticas de variabilidade; desvio-padrão e o coeficiente de variação.

Abstract

The study aimed to characterize physic and hydrically the Embrapa Experimental Station soils located at the Irrigated Area at São Gonçalo-PB, Brazil and analyze the spatial variability of the characteristics. For this, 40 sites were selected and on these soil samples at depth intervals of 0-30, 30-60 and 60-90cm, were collected. The soil properties analyzed were the texture, global density, particle density, total porosity, field capacity, permanent wilting point, available water for the plants, soil water retention curve, infiltration capacity and hydraulic conductivity. The sampling was systematic obeying a linear criterion, with pre-fixed distances among points. To evaluate the spatial variability of the data, statistical methods, based on measures of position and dispersion, were used.

In general the soil presents a sandy loam texture and therefore high values of global density. The particle density values are those normally found on sandy loam soils.. Both, the global density and the total porosity suffer the effect of the soil compaction due to high traffic of agricultural implements. The water contents at the field capacity and at the wilting point are lows to moderates, founding the higher values at the soil surface. Each soil depth has a different behavior with respect to water retention, due to the different physical properties. The soil has a low infiltration capacity, with an initial infiltration capacity of 10.5 cmh^{-1} decreasing to a constant value of $1,21 \text{ cmh}^{-1}$, denominated basic infiltration.. The Kostiakov Model was more adequate to estimate the water infiltration, than the Horton Model. The saturated hydraulic conductivity values found show a soil with a moderately low drainage.

The results show a great vertical and horizontal spatial variability of the analyzed properties. With exception of the particle density, the properties showed different degrees of variation with accentuated standard errors, amplitudes and variation coefficients. Of the studied properties, the hydraulic conductivity was the one that showed the higher variability. Also it was the only property whose frequency distribution did not have a normal distribution. Due to the great vertical variability, sampling requirements increased with depth.

Índice

1	Introdução	1
2	Revisão bibliográfica	3
2.1	Propriedades físico-hídricas dos solo.....	3
2.1.1	Distribuição do tamanho das partículas.....	4
2.1.2	Densidade global ou aparente.....	6
2.1.3	Densidade das partículas ou real.....	7
2.1.4	Porosidade total.....	8
2.1.5	Curva característica da umidade do solo.....	9
2.1.6	Condutividade hidráulica.....	10
2.1.7	Capacidade de campo, Ponto de murcha e Água disponível.....	12
2.1.8	Infiltração de água no solo.....	14
2.2	Variabilidade espacial das propriedades físico-hídricas do solo.....	20
3	Materiais e métodos	24
3.1	Características da área do estudo.....	24
3.1.1	Localização.....	24
3.1.2	Clima e relevo.....	26
3.1.3	Tipo de solo.....	26
3.2	Coleta e preparação das amostras.....	26
3.3	Análises físico-hídricas.....	28
3.3.1	Análise granulométrica.....	28
3.3.2	Densidade global ou aparente.....	28
3.3.3	Densidade das partículas ou real.....	28
3.3.4	Porosidade total.....	28
3.3.5	Curva característica de água do solo.....	29
3.3.6	Capacidade de campo.....	29
3.3.7	Ponto de murcha permanente.....	29
3.3.8	Água disponível para as plantas.....	29

3.3.9	Infiltração.....	29
3.3.10	Condutividade hidráulica saturada.....	33
3.4	Estudo da variabilidade espacial das propriedades físico-hídricas do solo.....	33
3.4.1	Análise estatística.....	33
4	Resultados e Discussão	38
4.1	Distribuição do tamanho das partículas.....	38
4.2	Densidade global ou aparente.....	42
4.3	Densidade das partículas ou real.....	46
4.4	Porosidade total.....	49
4.5	Capacidade de campo, Ponto de murcha permanente e Água disponível	51
4.6	Infiltração da água do solo.....	58
4.7	Condutividade hidráulica saturada.....	62
4.8	Estimativa do número de amostras.....	65
4.9	Análise dos resultados por área.....	67
5	Conclusões	72
6	Referência bibliográfica	75
7	Apêndice	86

Capítulo 1

Introdução

Um dos principais desafios da agricultura no ano 2.000 será a produção de alimentos de forma racional para atender as crescentes necessidades da população. Para isto, será preciso realizar pesquisas específicas à obtenção de produções que além de satisfazerem as necessidades atendam os pré-requisitos de uma agricultura ecologicamente sustentável.

O sucesso da agricultura depende de uma combinação favorável dos fatores de produção e que, se qualquer destes estiver em desequilíbrio em relação ao outro, poderá reduzir ou até mesmo interromper o processo de produção. Daí, então, é que o conhecimento das suas características é um passo indispensável no planejamento da produção.

O solo é um recurso natural praticamente indispensável para o crescimento e desenvolvimento das culturas. As pesquisas demonstram que as características físico-hídricas do solo influem nas relações solo - água - planta de maneira a fazer com que cada solo e cada camada apresente diferentes comportamentos e produtividades. O entendimento das propriedades físico-hídricas do solo, encerra uma complexidade de fatores inerente a cada local de amostragem que leva a dificuldades da caracterização do solo. Um dos principais fatores que contribui para tal complexidade tem sido atribuída à variabilidade espacial destas propriedades. Pesquisas sobre heterogeneidades de campos agrícolas (NIELSEN et al., 1973; CARVALLO et al., 1976; AURÉLIO, 1992) indicam que os solos, mesmo de aparência homogênea, mostram acentuado campo de variabilidade com relação as suas propriedades.

Uma análise adequada da variabilidade espacial das propriedades do solo

constitui uma informação muito útil no planejamento e no manejo da irrigação, contribuindo para compreensão da estrutura de dependência espacial entre as observações. Considerando a necessidade de se caracterizar os solos e estudar a variabilidade espacial das suas características físico-hídricas o presente estudo visa:

- a - Caracterizar o solo quanto à textura, densidade global, densidade das partículas, capacidade de campo, ponto de murcha permanente, capacidade de retenção de água, condutividade hidráulica e velocidade de infiltração de água no solo;
- b - Estudar a variabilidade espacial das características do solo, empregando a técnica da estatística clássica, baseada em medidas de posição e medidas de dispersão, com a finalidade de definir valores representativos a serem utilizados no planejamento e no manejo da irrigação;
- c - Dar consistência aos dados obtidos em campo, que facilitem análise interpretativas quanto ao melhor modelo de distribuição de frequência dos dados analisados.

Capítulo 2

Revisão bibliográfica

2.1 - Propriedades físico-hídricas do solo

As propriedades físicas do solo são responsáveis pela dinâmica de todos os processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera. As propriedades são bastante variáveis de um solo para outro e mudam com o uso e manejo. Muitas destas propriedades são modificadas com o cultivo, tornando os solos menos permeáveis e mais susceptíveis a problemas no que se referir a atividades agrícolas, exigindo do engenheiro uma aplicação cuidadosa dos conhecimentos fornecidos pela análise dos solos. As propriedades físico-hídricas dos solos são descritas de diversas maneiras, sendo as variáveis mais usualmente empregados na caracterização de um solo: textura, densidade global e real, porosidade total, umidade do solo, curva de retenção de água no solo, condutividade hidráulica e velocidade de infiltração da água no solo (FRAZÃO, 1981).

2.1.1 - Distribuição do tamanho das partículas

A textura do solo diz respeito à distribuição da parte sólida de acordo com o tamanho das partículas individuais. Quantitativamente, constitui as proporções relativas dos vários tamanhos das partículas num dado solo. Estas proporções relativas conferem denominações específicas aos diferentes solos (KLAR, 1984).

A Sociedade Americana da Ciência do Solo (SSSA, 1965) define a distribuição das partículas do solo pelos seus tamanhos como a quantidade dos distintos separados numa amostra de solo, geralmente expressa em percentagem em peso. A distribuição das partículas é uma característica importantes na retenção de água do solo. A determinação da distribuição das partículas do solo, denominada comumente análise físico-mecânica, análise granulométrica, análise de distribuição do tamanho das partículas ou simplesmente análise mecânica, constitui uma das operações mais importantes destinadas a caracterizar os solos. É de grande interesse porque muitas das propriedades físico-hídricas e químicas do solo correlacionam com a distribuição dos diferentes grupos de tamanhos das partículas. Para interpretar os resultados da análise granulométrica usa-se um diagrama triangular no qual estão delimitadas as diferentes classes texturais. A Figura 2.1 reproduz o triângulo proposto pelo Departamento de Agricultura do EUA (USDA), modificado pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo que introduziu mais uma classe, a argila pesada (FERNANDEZ, 1987).

Grohmann em 1960, citado por AMÉRICO (1979), ao estudar diferentes solos, encontrou que a porosidade total nos solos argilosos é superior aos dos solos arenosos e que os solos argilosos tem um alta capacidade de retenção de água e baixa permeabilidade devido a presença de grande quantidade de poros pequenos. Por outro lado, a presença de grande proporção de macroporos nos solos arenosos, diminuir a capacidade de retenção de água e conseqüentemente lhe confere uma alta permeabilidade.

Outros pesquisadores (PEREIRA, 1971; BAVER et al., 1972; HARO et al., 1973), tem demonstrado a influência da distribuição do tamanho das partículas nas propriedades físicas dos solos tais como: densidade global, porosidade total, capacidade de retenção de água, infiltração e condutividade hidráulica do solo. Também tem sido estudada a influência da distribuição do tamanho das partículas em

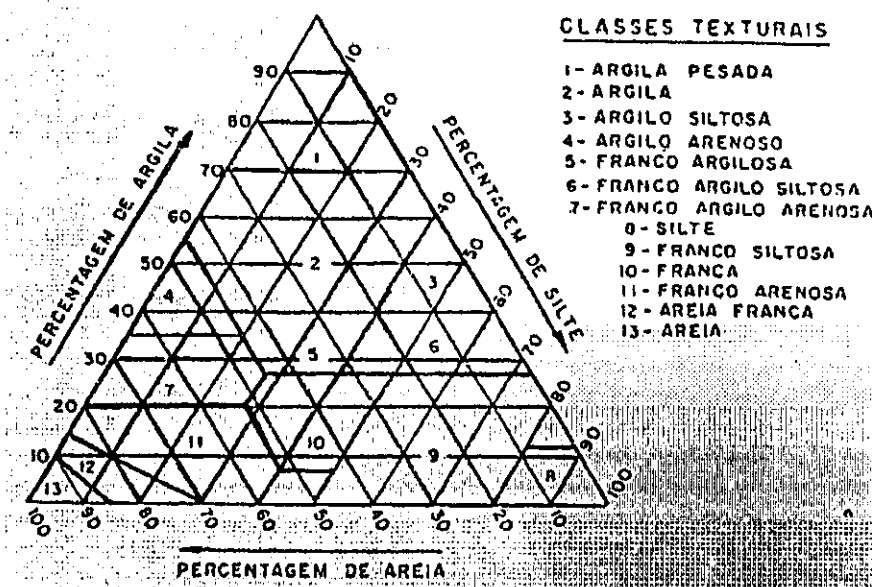


Figura 2.1: Triângulo textural para determinação das classes texturais dos solos adotado pela Sociedade Brasileira de Ciência do Solo.

propriedades químicas do solo tais como a capacidade de troca de cátions e o conteúdo de potássio e de diversos outros cátions (BATISTA, 1977).

A determinação em laboratório, das frações minerais constituintes do solo, proporciona um dado numérico da textura. O uso mais importante da determinação da distribuição do tamanho das partículas refere-se à descrição, identificação e mapeamento de solos. Também é muito utilizado para prognosticar algumas propriedades físicas como é o caso da retenção de umidade, infiltração e condutividade hidráulica do solo, e algumas propriedades químicas do solo, como é o caso da capacidade de troca de cátions (ANTÔNIO & DORFMAN, 1986).

2.1.2 - Densidade global ou aparente

A densidade global do solo é definida por FERNANDEZ (1980), como sendo a massa do solo seco na estufa a 105 °C contida numa unidade de volume de solo em seu estado natural (in situ).

A densidade global é um parâmetro que é afetado pela estrutura do solo, grau de compactação, manejo e tipos de cultura (AMÉRICO, 1979). Segundo STAPLE (1975)

e CAVALCANTE & FERNANDEZ (1979), existe uma tendência da densidade global aumentar com as profundidades, isto se deve ao mais baixo conteúdo de matéria orgânica das camadas inferiores, à menor agregação e penetração das raízes e a compactação causada pelo peso das camadas superiores.

Segundo FERNANDEZ (1987) as variações dos valores de densidade global são mais amplos. Os solos soltos e porosos têm densidade global baixa ao passo que os densos e compactados assim como os arenosos, devido a que suas partículas estão em contato mais íntimo, apresentam altos valores de densidade das partículas. De acordo com REICHARDT (1987), as amplitudes de variação da densidade global do solo em geral situam-se dentro dos seguintes limites médios:

- Solos argilosos (classes texturais: franco, franco-siltoso, franco-argiloso e argila) de 1,0 a 1,4 gcm⁻³;
- Solos arenosos (classes texturais: areia, areia franca, franco-arenoso) de 1,2 a 1,6 gcm⁻³;
- Solos húmíferos, de 0,77 a 1,0 gcm⁻³;
- Solos turfosos, de 0,22 a 0,5 gcm⁻³

A maioria das culturas são seriamente afetadas quando a densidade global do solo ultrapassa 1,5 g cm⁻³, essencialmente por duas razões (FERNANDEZ et al., 1977):

- a - Falta de O₂ para a respiração das raízes devido a baixa porosidade e má drenagem; e
- b - Impedimento mecânico para o crescimento das raízes, limitando-se a zona de absorção de água e nutrientes

FERNANDEZ (1987) constatou que o uso e manejo do solo tem grande influência na grandeza dos valores da densidade global. Os solos superficiais sob mata e pastagens, de maneira geral, exibem baixos valores de densidade enquanto que aqueles submetidos a cultivos contínuos mostram comumente densidades altas. O excessivo tráfego de máquinas agrícolas e uso repetido de implementos de cultivo, causa compactação e adensamento do solo, o que em último termo se traduz em altos valores da densidade global. Também estudos realizados por GAVANE (1973),

constatam que a movimentação de implementos agrícolas durante as diversas etapas da produção aumenta a densidade global, conseqüentemente produzem redução da porosidade total que, por sua vez, exercerá influência na capacidade de retenção de água, aeração, drenagem e condutividade hidráulica afetando assim a produtividade das culturas.

A densidade global é usada principalmente para transformar a umidade gravimétrica em volumétrica, para calcular a porosidade total e para estimar o grau compactação do solo, bem como a massa da camada arável do solo.

2.1.3 - Densidade real ou das partículas

Segundo a Sociedade Americana da Ciência do Solo (SSSA, 1965), densidade das partículas é a massa por unidade de volume das partículas do solo. Em trabalhos técnicos é expresso usualmente em g cm^{-3} .

A densidade das partículas permite o cálculo da porosidade total, utilizado na análise do tamanho das partículas baseada em sua taxa de sedimentação em líquido e fornece uma idéia aproximada da composição mineralógica do solo assim como do seu conteúdo orgânico (FORSYTHE, 1973). Quantitativamente a densidade das partículas variam muito de acordo com a constituição mineralógica do perfil e conteúdo da matéria orgânica. Pesquisas tem mostrado que a densidade das partículas será tanto menor quanto maior for o conteúdo da matéria orgânica no solo. Apesar de que em alguns casos é possível observar variações marcantes nos pesos específicos dos minerais do solo, a densidade das partículas varia dentro de limites relativamente estreitos ($2,5 - 2,8 \text{ g cm}^{-3}$), isso devido a que o quartzo, os feldspatos e a argila, com densidade dentro dessa faixa, comumente constituem a maior parte dos minerais pesados no solo. DAY (1953) estabeleceu, de um modo geral que em solos com baixo teor de matéria orgânica são universalmente aceitos valores de densidade das partículas de $2,65 \text{ g cm}^{-3}$.

A variação da densidade das partículas com a profundidade é, na maioria dos casos, uma decorrência da variação no conteúdo orgânico e da constituição mineralógica dos diversos horizontes do solo (FRAZÃO, 1981).

2.1.4 - Porosidade total

KLAR (1984) define porosidade total como a percentagem do volume total aparente não ocupado por partículas sólidas. Já FERNANDEZ (1987) define porosidade do solo aquela porção do mesmo ocupada por ar e por água.

A complexidade que envolve a configuração dos poros, tamanho, forma e combinações variam consideravelmente no tempo e espaço. NIELSEN et al. (1972), afirmam que, outro fator de complicação é que, alguns fluidos, especialmente a água podem alterar a geometria dos poros por deslocamento e movimentação de partículas sólidas no interior do sistema. A alteração da geometria porosa também pode ser causada pela expansão ou retenção de algumas partículas minerais, bem como pelas constantes variações de temperatura do solo. Segundo UHLAND (1949) e VERME & TOOGOOD (1969), a cobertura vegetal por seus efeitos diretos na estrutura do solo, também tem influência acentuada na porosidade.

Muitos pesquisadores (BAVER, 1938; ROWLES, 1948; WIESUM, 1957), reconhecem o destacado papel do espaço poroso na retenção de água, aeração e no desenvolvimento do sistema radicular, ressaltando que mais importante que a porosidade total é a distribuição dos poros por seu tamanho. A esse respeito, VOMOCIL (1965), afirma que para muitos objetivos, tais como: movimento e armazenamento de água e gases, fluxo e retenção de calor, e desenvolvimento do sistema radicular, a simples determinação da porosidade total fornece informações de limitada importância, sendo mais importante a medição da distribuição dos poros por seu tamanho, visto que uma distribuição deficiente dos diferentes tamanhos dos poros pode provocar uma lenta movimentação de fluido ou, pelo contrário, pode proporcionar uma ótima difusão de ar como também da água, além dos limites aceitáveis.

A quantidade de espaço poroso é determinada, em grande proporção, pela forma como se arranjam as partículas do solo. Se elas se arranjam em íntimo contato (arcias e subsolos compactados) a porosidade total é baixa. Se, ao contrário, as partículas se encontram arranjadas em agregados porosos, a porosidade é alta, é o caso de solos de textura média ricos em matéria orgânicas. ANTÔNIO & DORFMAN (1986) apresentam dados da amplitudes de porosidade total dos solos:

- Solos minerais superficiais	25 - 60 %
- Solos superficiais arenosos	35 - 50 %
- Solos argilosos	40 - 60 %
- Subsolos densos	25 - 30 %
- Solos orgânicos: podem ultrapassar	90 %

2.1.5 - Curva característica da umidade do solo

As curvas características de umidade possuem uma notável importância teórica - prática, em especial para o conhecimento das relações solo - água - planta, assim como das características físicas dos solos. A curva característica de água do solo é a relação existente entre a tensão ou sucção matricial, com que se encontra a água no meio poroso e seu conteúdo de umidade, onde esta relação é também conhecida como curva de retenção. A Sociedade Americana da Ciência do Solo (SSSA, 1965), conceitua a curva característica de umidade como "um gráfico que mostra a percentagem de água do solo (em peso ou volume) versus a tensão ou pressão aplicada."

Sob a ação de elevadas tensões, as forças capilares predominam e a influência da textura e estrutura do solo torna-se realçada. À medida que os potenciais decrescem, o fenômeno de absorção é mais evidenciado e o efeito de distribuição dos poros é menor (AURÉLIO, 1992). Segundo SALTER & WILLIAMS (1965), a retenção de água por um solo, tanto na capacidade de campo (0,33 bar) quanto no ponto de murchamento permanente (15 bares), aumenta de solos arenosos para os argilosos em função de suas classes texturais. Logo, verifica-se que os solos de textura fina, de maior superfície específica, retém mais água que os de textura mais grosseira.

A curva característica da umidade do solo é importante porque, pode-se estimar o potencial matricial (ψ_m) conhecendo-se a umidade (θ) ou vice - versa. Na prática, a determinação de θ é bem mais simples, de tal forma que θ é medido e ψ_m pode ser inferido da curva retenção de água. Pesquisa realizada por GOMES & CARVALLO GUERRA (1994), usando a curva de retenção de água do solo, na determinação de algumas propriedades físico-hídricas, importantes no planejamento de irrigação para três solos de diferentes classes texturais, constataram que a curva de retenção

constitui-se numa boa alternativa para determinar a porosidade total e efetiva dos solos, capacidade de campo e ponto de murcha permanente.

2.1.6 - Condutividade hidráulica

A condutividade hidráulica é o coeficiente de proporcionalidade entre a velocidade do fluxo e o gradiente hidráulico. Ela é a propriedade do solo que descreve a sua capacidade em transmitir água (ANTÔNIO & DORFMAN, 1986). Em um dado solo, é função do teor de umidade, ou seja, $K(\theta)$ e é tanto maior quanto mais úmido o solo, e atinge o valor máximo com o solo saturado e mínima quando seco. Quando o solo está saturado, ela é denominada de condutividade hidráulica saturada K_0 .

A condutividade hidráulica é também uma função do arranjo poroso do solo, devido a isto ela varia de solo para solo e, para um mesmo solo, com a sua porosidade e grau de compactação. Assim, em um dado perfil de solo, a condutividade hidráulica varia de horizonte para horizonte.

Embora se tenha conhecimento, através de dados experimentais, da influência de propriedades físicas do solo, textura, porosidade, umidade e densidade, sobre a condutividade hidráulica, nenhum método no momento, foi consagrado para se determinar a condutividade hidráulica a partir de uma propriedade física do solo. FERNANDEZ et al. (1977), afirmam que a condutividade hidráulica pode ser determinada como função do potencial matricial ψ_m . Se a condutividade é função do conteúdo de umidade do solo, conhecendo-se a curva característica de umidade, pode-se então avaliá-la como função do ψ_m . Segundo AURÉLIO (1992), solos de geometria idêntica não tem necessariamente propriedades hidráulicas idênticas. A relação seria verdadeira para sistemas com estruturas porosa inerte ou estrutura composta de minerais idênticos. NIELSEN et al. (1972) afirmam que se as estruturas diferem na mudança de densidade e ions específicos adsorvidos, seus efeitos são manifestados no fluxo de água.

TALSMA & FLINT (1958), correlacionando a condutividade hidráulica com diversas propriedades do solo, observaram que a textura é a propriedade mais importante na determinação da condutividade hidráulica. Para KLAR (1988), além da textura, outras variáveis do solo afetam a condutividade, tais como: estrutura do solo,

porosidade e principalmente o tamanho dos poros, o qual permite aos solos arenosos apresentarem maiores valores de condutividade hidráulica, em condições de saturação, que os de texturas mais finas. CARVALLO & AZEVEDO (1975) trabalhando com solo de Bebedouro, observaram que quando o teor de argila aumentava, o valor de condutividade hidráulica decrescia.

De acordo com o U.S. Bureau of Plant Industry and Agricultural Engeneering um critério de classificação dos solos, segundo a condutividade hidráulica, é a ordenação de acordo com a Tabela 2.1.

Tabela 2.1: Classificação dos solos, segundo a condutividade hidráulica saturada K_0 .

Classe	Condutividade hidráulica saturada (cmh^{-1})
1.Muito lenta	< 0,13
2.Lenta	0,13 a 0,51
3.Moderadamente lenta	0,51 a 2,00
4.Moderada	2,00 a 6,30
5.Moderadamente rápida	6,30 a 12,70
6.Rápida	12,70 a 25,40
7.Muito rápida	> 25,40

Fonte: Antônio & Dorfman (1986)

2.1.7 - Capacidade de campo, Ponto de murcha permanente e Água disponível para as plantas.

A Sociedade Americana da Ciência do Solo (SSSA, 1965), define capacidade de campo como sendo a percentagem de água que permanece no solo dois a três dias após ter sido saturado e depois da drenagem livre ter praticamente cessado. A percentagem pode ser expressa como base de peso ou volume. Já HADAS (1973), diz que a capacidade de campo é comumente definida como a quantidade de água retida no solo após o excesso dela ter sido drenado e cessado seu movimento descendente. Isto ocorre aproximadamente de 2 a 5 dias após o término da chuva ou irrigação.

Devido a que o movimento de água no solo é um processo dinâmico e que a drenagem praticamente não cessa, o conceito de capacidade de campo é considerado arbitrário. Como consequência disto a capacidade de campo deve ser considerada como característica das condições de campo e portanto terá real validade quando determinada "in situ" (CAVAZZA, 1973; BORGES & FERNANDEZ, 1981). Existem dois métodos clássicos de determinar a capacidade de campo: o de campo e o de laboratório. O primeiro é o método direto que consiste em inundar abundantemente uma área de 25 a 42 m² do solo do qual se deseja conhecer a capacidade de campo, de maneira que a frente de molhamento alcance uma profundidade de 90cm. Terminada a inundação, a área é coberta com lona plástica ou resto de matéria orgânica, para prevenir perdas por evaporação na superfície. Ai espera-se o equilíbrio ($\nabla\Psi_g = \nabla\Psi_m$) que na prática, ocorre depois de 2 a 3 dias para solos arenosos e de 4 a 7 dias para solos argilosos. Retira-se, então a cobertura plástica e faz-se amostragens de umidade do solo (θ_{cc}) na camada de zero à profundidade de interesse que corresponde a capacidade de campo. O método de laboratório, método indireto, mais aceito comumente na prática, que geralmente relacionam a capacidade de campo com a quantidade de água retida a um potencial matricial entre 0,1 e 0,33 bares. REICHARDT (1987), verificou que na maioria dos solos e na maioria das situações o solo se encontra em torno de -0,33 bar e -0,1 bar para solos arenosos. Também considera-se a capacidade de campo como sendo igual a umidade equivalente do solo que corresponde ao teor de água retido por uma amostra de solo saturado quando

submetida a uma força centrífuga 1.000 vezes a aceleração da gravidade (FRAZÃO, 1981).

Segundo REICHARDT (1987), o ponto de murcha permanente é definido, como sendo o limite inferior de umidade, no qual a reserva de água do solo se esgotou. Por outro lado, PETER (1965) definiu como sendo o conteúdo de água no solo em que as plantas que crescem são reduzidas a uma condição de murchamento da qual não se podem recuperar numa atmosfera saturada, ou seja, é o conteúdo de água ao qual as plantas não podem extrair mais água do solo para seu crescimento e, portanto, é o limite inferior de água disponível para as plantas.

GAIRON (1973), descreve uma completa metodologia para determinação do ponto de murchamento permanente utilizando plantas de girassol nanico (*Helianthus annuus*). A experiência têm demonstrado que para muitos solos o ponto de murcha está representado aproximadamente por uma percentagem de água retida a 15 bares. A faixa de conteúdo de água entre o ponto de murchamento permanente (PMP) e capacidade de campo (CC) é, geralmente, denominado de “água disponível às plantas (AD)” e varia de um solo para outro, principalmente em função da textura, estrutura, profundidade e uniformidade do solo, com as espécie e as condições das plantas e solo. A água disponível (AD) é normalmente apresentada de várias formas (REICHARDT, 1987):

- $AD = (\theta_{CC} - \theta_{PMP})$, dada em $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$;
- $AD = (\theta_{CC} - \theta_{PMP}) \cdot 100$, dada em %;
- $AD = A_L(CC) - A_L(PMP)$, dada em mm; e
- $AD = [A_h(CC) - A_h(PMP)] \cdot 100 / h$, dada em mm / m de solo.

A capacidade de campo e o ponto de murcha permanente são constantes hídricas do solo muito usada já que representam praticamente os limites superior e inferior da água disponível armazenada para uso das plantas. O estudo para quantificar a água disponível tem por objetivo prover um fornecimento equilibrado de água às plantas em todas as fases do crescimento e da produção, nos intervalos entre as chuvas ou as práticas de irrigação. Existindo assim, a necessidade da definição da água disponível para a possibilidade de um manejo agrícola racional (CARVALHO, 1978).

2.1.8 - Infiltração de água no solo

A infiltração é um processo dinâmico de penetração vertical da água através da superfície do solo no sentido de cima para baixo. HORTON (1940), a tem definido como a máxima taxa à qual um solo numa dada condição físico-hídrica e em determinado tempo, pode absorver água.

A determinação de parâmetros relativos a infiltração de água no solo é de suma importância na elaboração de qualquer projeto de irrigação no que se refere a tempo de irrigação, escolha do método de irrigação, drenagem, controle à erosão e para estimar as necessidades de revestimento em canais de drenagem. Além disso, a infiltração exerce função de destaque, em particular na zona superficial do solo, onde ocorre escoamento superficial, evapotranspiração e percolação profunda (ANTÔNIO & DORFMAN, 1986).

Para a condição especial na qual a chuva está sendo absorvida por um solo, a uma taxa máxima possível, HORTON (1940), sugeriu o termo “capacidade de infiltração”. Já REICHARDT (1987) propôs “taxa de infiltração”, em lugar de capacidade de infiltração. HILLEL (1971), tem defendido o termo “infiltrabilidade” para designar o fluxo de infiltração que resulta quando se aplica água na superfície do solo, à pressão atmosférica.

O processo de infiltração de água no solo ocorre porque a água da chuva ou da irrigação tem potencial total (ψ_T) aproximadamente nulo e a água do solo tem potencial negativo, isto é, tanto mais negativo quanto mais seco o solo. Estabelece-se, por tanto um gradiente de potencial total ($\nabla\psi_T$) que é a soma do gradiente gravitacional (∇Z) e do potencial matricial ($\nabla\psi_m$). Resulta, então, que no início da infiltração, quando o solo ainda está relativamente seco, o gradiente é muito grande e, as forças matriciais predominam sobre as gravitacionais, mas depois de longo tempo de infiltração, as forças matriciais vão perdendo proeminência em favor das forças gravitacionais até que o potencial total passa a ser igual ao gravitacional, que são as que finalmente dominam todo o processo. Por isso, a infiltração é um processo de desaceleração, isto é, rápido no início, decaindo com o tempo.

Quando a intensidade de aplicação de água na superfície do solo é alta, a taxa máxima de infiltração decresce, assintoticamente, com o tempo até um valor praticamente constante, denominado taxa de infiltração final ou básica, ou ainda,

quantitativamente de velocidade de infiltração básica (K_0). Segundo VAUCLIN et al. (1982), para uma infiltração vertical, o fluxo de água tende a ser governado pela gravidade e, de forma geral depende do:

- Tempo de início da irrigação;
- Umidade inicial do solo;
- Condutividade hidráulica;
- Condições da superfície; e
- Presença de camadas impermeáveis no solo.

VERMA & TOOGOOD (1969), afirmam que à medida que o sistema radicular da planta se desenvolve, aumenta a percentagem de poros do perfil do solo e, portanto, o grau de infiltração. Wisler e Brater, citado por AURÉLIO (1979) estudaram os fatores que afetavam a infiltração, em doze diferentes tipos de solos, e verificaram que o efeito da cobertura do solo é mais importante que, propriamente, o tipo do solo. Um dos fatores que não somente influencia a taxa de infiltração, mas também a quantidade de água de água que o solo pode absorver é o conteúdo inicial de umidade do solo. Segundo PHILIP (1957), no início da infiltração o elevado conteúdo de umidade reduz a taxa de infiltração, mas incrementa a velocidade de avanço da frente de molhamento.

REICHARDT (1974), informa que a velocidade de infiltração, com que a água se movimenta no solo, não é única e varia muito com o diâmetro e continuidade dos poros. Além disso, em situações de campo e/ou em estudos hidrológicos, esse processo é complicado pelas condições limites de aplicação de água e características do solo no qual ambos variam no tempo e no espaço.

Existem diversos métodos para determinar a infiltração da água no solo. Em muitos casos eles tem sido desenvolvidos para preencher necessidades específicas e por isso não são amplamente adaptáveis. Segundo BERTRAND (1965), os métodos e equipamentos mais usados, para determinar a infiltração de água no solo, são:

- Método da chuva artificial;
- Método de inundação, que inclui o dos cilindros infiltrômetros simples e duplos, os mais usados; e

- Método das bacias hidrográficas.

Dois são os princípios de aplicação de chuva artificial pelos infiltrômetros: chuva artificial aplicada diretamente através de aspersores e a chuva artificial originada de vários tipos de crives ou telas e gotejadores. Entre a série de infiltrômetros que aplicam água no solo, sob condições de chuva artificial, usando aspersão ou gotejadores, pode-se citar os mais importantes: infiltrômetro NORTH, FORK, PEARSE, TIPO F e ROCKY MOUNTAIN. Maiores detalhes a respeito do assunto, o leitor interessado pode recorrer a várias literaturas (BERNARDO, 1971; LUIZ, 1977; ALVES, 1977).

No caso do método de inundação da superfície do solo, o infiltrômetro de anéis concêntricos são mais conhecidos e usados. As medidas de velocidade de infiltração são feitas na forma de abaixamento de água no cilindro interno ou tanque de abastecimento quando é usado equipamento de carga constante. Geralmente é recomendado para o cilindro interno, dimensões de 20 a 30 cm de diâmetro, com 25 a 35 cm de comprimento, o qual é fixado no solo, cerca de 10 a 15 cm.

No método da bacias hidrográficas, onde a taxa de aplicação de água é desconhecida, as medições originais são feitas comumente na forma de volume de escoamento obtido a tempos sucessivos de medição. As medições em sistemas de entrada-saída de água são usualmente plotadas como taxa de escoamento versus o tempo. Precisa-se um grande número de dados-pontos para obter uma curva suave, realista.

Várias equações empíricas são propostas para descrever o processo de infiltração no solo, entre estas: a equação de Horton e a de Kostiakov (AURÉLIO, 1992).

A equação de HORTON (1940), é um modelo que não se baseia em nenhuma teoria física; só em processos empíricos. De acordo com PHILIP (1957), esta equação é relativamente inadequada para representar um decréscimo muito rápido da taxa de infiltração, entretanto para um tempo muito longo, ela representa melhor a infiltração se comparada com a equação de Kostiakov (1973).

O modelo proposto por HORTON (1940), teve como base o processo de decaimento que obedece à lei da taxa de variação de uma determinada grandeza que se aproxima de um valor final constante, que é proporcional à diferença entre seu valor num determinado tempo e o valor final constante. Neste caso, a grandeza é a

taxa de infiltração (V_i), cujo o valor final constante é (V_f). Logo, a taxa de variação da infiltração proposta por Horton (1940) é dada por:

$$\frac{dV_i}{dt} = -K_c(V_i - V_f) \quad (2.1)$$

onde o sinal negativo expressa o decréscimo de (V_i) a um valor final constante, denominado de infiltração básica. Quando $t=0$, no início do tempo a taxa de infiltração no início é V_o .

Usando o método da separação das variáveis e em seguida integrando a equação 2.1 obtém-se a seguinte solução:

$$\int_{V_o}^{V_i} \frac{dV_i}{V_i - V_f} = \int_0^t K_c dt \quad (2.2)$$

$$\ln(V_i - V_f) - \ln(V_o - V_f) = -K_c t \quad (2.3)$$

após algumas passagens algébricas simples, obtém-se a equação de Horton (Equação. 2.4).

$$V_i = V_f + (V_o - V_f).e^{-K_c t} \quad (2.4)$$

sendo:

- V_i - Velocidade de infiltração (cmh^{-1});
- V_o - Velocidade inicial de infiltração (cmh^{-1});
- V_f - Velocidade de infiltração final ou básica (cmh^{-1});
- t - Tempo em horas decorrentes de infiltração;
- K_c - Constante da equação de Horton; e
- \ln - Logaritmo natural.

A equação de KOSTIAKOV (1973) é uma equação inteiramente empírica, no entanto é a que se adapta a dados experimentais da maioria dos solos e, por isso, a mais utilizada, sendo expressa da seguinte forma:

$$V_i = V_o t^{-a} \quad (2.5)$$

sendo:

- V_i - Velocidade de infiltração (cmh^{-1});
- V_o - Velocidade inicial de infiltração (cmh^{-1});
- t - Tempo em minutos, horas ou dias; e
- a - Constantes relativa às condições físicas do solo.

Através da definição de V_i , pode-se verificar que a velocidade de infiltração acumulada é a integral da equação 2.5. Assim:

$$V_i = \frac{dI}{dt} \quad (2.6)$$

$$\int_0^t \frac{dI}{dt} = V_o \int_0^t t^{-a} dt \quad (2.7)$$

portanto:

$$I = V_o \frac{t^{(1-a)}}{1-a} \quad (2.8)$$

sendo:

I – Infiltração acumulada, isto é, a quantidade total de água que penetra no solo no tempo “ t ”, expressa em termos de uma altura de água (cm).

Desde que $a < 1$ (que geralmente é o caso), quando “ t ” tende para o infinito, limite de $V_i = 0$, assim espera-se, que a equação (2.8) se tornará menos precisa, com o decréscimo do tempo (ALVES, 1977). Muitos autores têm recomendado o acréscimo de uma constante na referida equação, para a mesma tender para um valor constante de infiltração a um tempo longo. Desse modo, a equação (2.5) pode ser representada por:

$$V_i = V_o t^{-a} + b t \quad (2.9)$$

Os valores destas duas constantes (a e b) são obtidas empiricamente a partir da observações dos dois valores V_i e t, pelo método denominado “mínimo quadrado”. Por esse método particular, a equação da reta de ajustamento é determinada de modo que a soma dos quadrados dos desvios entre os valores calculados através da equação da reta e os valores medidos reais, resultantes dos ensaios ou medições seja o mínimo possível. A reta assim determinada é chamada de regressão de V_i para t, sendo V_i a variável dependente e t a variável independente.

2.2 Variabilidade espacial das propriedades físico-hídricas do solo

A representatividade dos dados obtidos em condições de campo tem apresentado dificuldades nas diversas áreas da Ciência, devido à variabilidade espacial. Quando se trata da Ciência do Solo, as dificuldades tornam-se maiores, porque, sendo o solo resultante de uma série de fatores pedogenéticos o produto final é bastante heterogêneo em relação às características e propriedades físico-hídricas do solo.

Como referem-se REICHARDT et al. (1986), a variabilidade espacial do solo não é um problema recente, tendo sido analisada sob vários ângulos distintos, desde o início do século. Outros pesquisadores (CADINA et al., 1980; VIEIRA & MUZILLI, 1984; ANJOS et al., 1994), também tem demonstrado as diferenças de várias ordens de magnitude entre valores de determinadas características em locais muito próximos evidenciando assim a variabilidade espacial do solo. A recente ênfase dada a variabilidade espacial do solo, reside principalmente no fato de ser possível tirar proveito dela e, pela aplicação de técnicas modernas de análise estatística, compreender melhor os processos físicos que ocorrem no solo (VILLAGRA et al., 1988).

Os métodos estatísticos que utilizam esses procedimentos, considerados como pertencentes à estatística clássica (FISHER, 1956), encontram-se muito bem descritos e podem ser consultados em vários textos e trabalhos de aplicação da estatística clássica (NIELSEN et al.; 1983; PIMENTEL, 1984; COSTA NETO, 1990). A análise

básica dos dados através dos métodos clássicos, constitui-se em uma etapa praticamente obrigatória, quando se trabalha com amostragem e processamento de uma quantidade significativa de dados e de variáveis. Estes métodos, além de analisar os dados quanto a sua variabilidade espacial, possibilitam também, análise interpretativa quanto aos modelos de distribuição de probabilidades, correlações e ajustes de funções de regressão. Para o caso, do estudo de variabilidade dos números medidos, a análise é descritos pela estimativa da variância, desvio-padrão, e, conseqüentemente, pelo coeficiente de variação. WARRICK & NIELSEN (1980), consideram que um coeficiente de variação (CV) $\geq 52\%$ indica elevada variabilidade do parâmetro físico do solo estudado. No caso específico de dados relacionados à taxa de infiltração no solo e condutividade hidráulica do solo, os valores de coeficientes de variação geralmente são bastante elevados, podendo atingir valores de aproximadamente 3300% (ANDERSON & CASSEL, 1986).

ANJOS et al. (1994), estudaram a variabilidade espacial das propriedades físico-hídricas, densidade global e real do solo, porosidade total, umidade gravimétrica condutividade hidráulica e velocidade de infiltração de água no solo, em solos sob diferentes sistemas de uso e manejo. Observaram diferentes graus de variabilidades espaciais com aumento da profundidade indicadas pelo altos valores de variância, desvio-padrão e coeficiente de variação destes propriedades analisadas. Semelhantes observações foi verificadas, também por CARVALLO & GHEYI (1984), ao estudarem a variabilidade espacial de solos minerais recuperados, observou-se tendências do aumento da variabilidade espacial com o aumento da profundidade do solo.

No estudo das características físicas de um Latossolo Vermelho Amarelo submetido a diferentes sistemas de manejo, FRAZÃO (1981), observando variabilidade espacial da textura do solo, pouco acentuada. Já AMÉRICO (1979), observou grande variabilidade espacial nas percentagens de areia, limo e argila entre os quatro tipo de solos representativos do Município de São Mamede-PB, decorrente da influência diferencial de fatores e processos de formação dos solo que tem determinado, a variabilidade espacial tanto no sentido horizontal quanto vertical

Ao estudar a variabilidade espacial de características físicas e químicas em solos salinos-sódico AGUIAR (1983), constatou que as características físicas apresentaram menor variabilidade que as características químicas, refletida por valores mais elevados do desvio-padrão e coeficiente de variação destas ultimas. VACHAUD et al.

(1985), apresentam um estudo da estabilidade temporal da variabilidade espacial das medidas de umidade. Demonstraram que determinados pontos de observação de umidade do solo sempre apresentam um desvio mínimo do valor médio do campo experimental, independentemente da época do ano e das condições de cultivo. REICHARDT et al. (1984) e KIRD et al. (1986), apresentam como a variabilidade espacial da umidade do solo pode ser utilizada com vantagem para estudar a influência da umidade do solo sobre outros parâmetros de uma cultura agrícola, como a absorção de nutrientes, produtividade e fixação biológica do nitrogênio.

Em estudo de caracterização físico-hídricas de um alfisol, em três parcelas de 5m x 5m, REICHARDT et al. (1978), obtiveram grande variabilidade em torno de valores médio de condutividade, podendo chegar à ordem de mais ou menos 100 vezes, tornando difícil a determinação de fluxo de água nesse solo em condições de campo.

CARVALHO (1978), na caracterização física de três solos do município de Areia- PB, observou variações bastantes acentuadas, na capacidade de retenção de água nos três solos estudados a diferentes profundidades, onde a explicação para tal variabilidade está no fato que a curva de retenção de água depende da distribuição dos poros pelo seus tamanhos, assim qualquer mudança na distribuição, originada por modificações na estrutura do solo, provocará, por sua vez, mudanças na curva de retenção. NIELSEN et al. (1973), em abrangente trabalho sobre a variabilidade das propriedades água-solo, enfatizaram que o teor de água tem distribuição normal com a profundidade, enquanto que os valores de condutividade hidráulica da água do solo apresentam uma distribuição normal logarítmica.

As técnicas utilizadas no processo de caracterização do processo de variabilidade espacial de propriedades físico-hídricas do solo obtidas em campos, compõem-se basicamente em duas técnicas: análise estatística clássica e da análise geoestatística.

Na ampla diversidade da ciência do solo, a estatística sempre se fez necessária, na avaliação das propriedades físico-hídricas do solo. Os métodos da estatística clássica baseiam-se em determinadas hipóteses que concorrem na observação de procedimentos generalizados, tais como: selecionar local representativo, retirar amostras ao acaso para evitar tendências e evitar locais espacialmente variáveis para evitar erros e, trabalha somente com um conjunto de amostras, sem levar em consideração os espaços geográficos entre amostras aos quais elas possam pertencer.

A característica principal é que os métodos estatísticos permitem medir o erro que se comete ao fazer uma estimativa das variáveis em estudo, já que além de calcular um valor representativo desta variável, permite conhecer de acordo com um grau de precisão desejada, a variação que pode-se esperar em torno do valor verdadeiro da variável estudada. Outra vantagem adicional deste método é que ele permite constatar se existe ou não correlação (tendência) entre diferentes variáveis, por exemplo, se o fato de uma delas crescer implica no crescimento instantâneo da outra, ou vice-versa (LIBARDI et al., 1986).

A outra técnica de estudar a variabilidade espacial é a análise geoestatística, concebida e idealizada por MATHERON (1985), que constitui um critério científico e moderno de interpretação e estudo do processo de variabilidade espacial das propriedades físicas do solo, caracterizada pela distribuição no espaço de uma amostra a outra. Ou seja, enquanto na estatística clássica as amostras são coletadas ao acaso, ignorando-se a sua posição geográfica, na geoestatística os locais de amostragem são importantes.

Na utilização da geoestatística, há necessidade de conhecer a localização relativa das amostras no espaço ou no tempo, a partir da qual se pode calcular a estrutura da variância a qual expressa a dependência espacial entre as variáveis em estudo. Para expressar essa variabilidade espacial destas variáveis, em função do espaço físico, três técnicas são utilizadas pela geoestatística (SILVA et al., 1989):

(1) - Auto-correlação, processo de "auto-comparação" que expressa a correlação linear entre uma série espacial (ou tempo) e a mesma série num intervalo de espaço (ou tempo), onde se procura definir a distância (ou tempo) de separação entre observações além da qual não existe correlação espacial entre pares de valores (VIEIRA et al., 1981);

(2) - Variogramas, outra forma equivalente de expressar a dependência espacial (ou temporal) entre observações vizinhas de uma mesma série (AFONSO, 1988);

(3) - Análise espectral, uma ferramenta de grande utilidade quando se deseja estudar propriedades que variam de maneira cíclica no espaço ou no tempo (VAUCLIN, 1982; NIELSEN et al., 1983). Através da densidade espectral, pode-se conhecer a repartição da variância total de um conjunto de observações entre frequências diferentes e então avaliar se aquelas frequências têm algum significado para o problema (SILVA et al., 1989). A densidade espectral pode ser calculada através da Série de Fourier (DAVIS, 1973).

A diferença básica entre a estatística clássica e a geoestatística, consiste em que, a primeira requer valores das amostras independentes espacialmente, enquanto que a segunda requer valores das amostras correlacionadas no espaço. Por esta característica, a geoestatística vem sendo aplicada na engenharia, principalmente para efetuar estimativas e/ou simulações de variáveis em locais não avaliados (RICARDO, 1995).

Capítulo 3

Materiais e Métodos

3.1 – Características da área do estudo

3.1.1 – Localização

A área escolhida para realização do trabalho foi a Estação Experimental da Embrapa Algodão, localizada no Perímetro Irrigado de São Gonçalo, situado no Município de Sousa na bacia do Alto Piranhas, a $6^{\circ} 50'$ de latitude sul e $38^{\circ} 19'$ de longitude oeste de W. G. e altitude de 233 metros. O Perímetro Irrigado de São Gonçalo e a Estação Experimental possuem áreas de aproximadamente 2.611 e 22 hectares respectivamente. Nas Figuras 3.1 e 3.2, estão a localização do Distrito de São Gonçalo no Estado da Paraíba e o croqui da área irrigada respectivamente.

3.1.2 – Clima e relevo

O clima da região é seco de estepe, semi-árido quente, com precipitação média anual de 892 mm, concentrando-se a maior parte (cerca de 66%) no trimestre fevereiro – março - abril. A temperaturas média anual é de 27°C, sendo os meses de junho e julho os mais frios e novembro e dezembro os mais quentes. A média anual da umidade relativa do ar é de 64% e a evaporação média anual diária do tanque classe “A” é de 7,5 mm/dia, segundo a HIDROSERVICE ENGENHARIA DE PROJETOS LTDA (1970). Deve-se destacar que durante os quatros meses mais secos; agosto, setembro, outubro e novembro, a temperatura média chega a extremos, de 36°C, a umidade relativa média mensal á 46% e a evaporação do tanque classe “A” 9,8 mm/dia.

3.1.3 – Tipo de solo

Os solos da Estação Experimental da Embrapa Algodão são do tipo Aluvial Eutrófico, textura franco-arenoso, fase caatinga hiperxerófila, relevo plano.

3.2 - Coleta e preparação das amostras

Utilizou-se uma amostragem sistemática, que consistiu em estabelecer um plano de amostragem seguindo um critério linear, com distâncias pré-fixadas entre uma e outra amostra.

A área da Estação Experimental da Embrapa Algodão sob irrigação e sem problemas de salinidade foi dividida em 10 parcelas experimentais. No centro de cada uma destas parcelas foi traçada uma linha imaginária sobre a qual se demarcaram pontos de amostragem eqüidistantes a cada 50 metros, totalizando um número de 40 locais. Em cada local foram coletados amostras de solo a intervalos de 30 cm até a profundidade de 90 cm, para determinação das propriedades hidricas do solo. As

amostras de solo, coletadas com o auxílio de um trado Holandês, foram colocadas em sacos plásticos, devidamente identificadas e levadas ao Laboratório de Irrigação e Salinidade do Departamento de Engenharia Agrícola do Centro de Ciência e Tecnologia da Universidade Federal da Paraíba em Campina Grande-PB, para análises. A Figura 3.3 apresenta um croqui da área estudada.

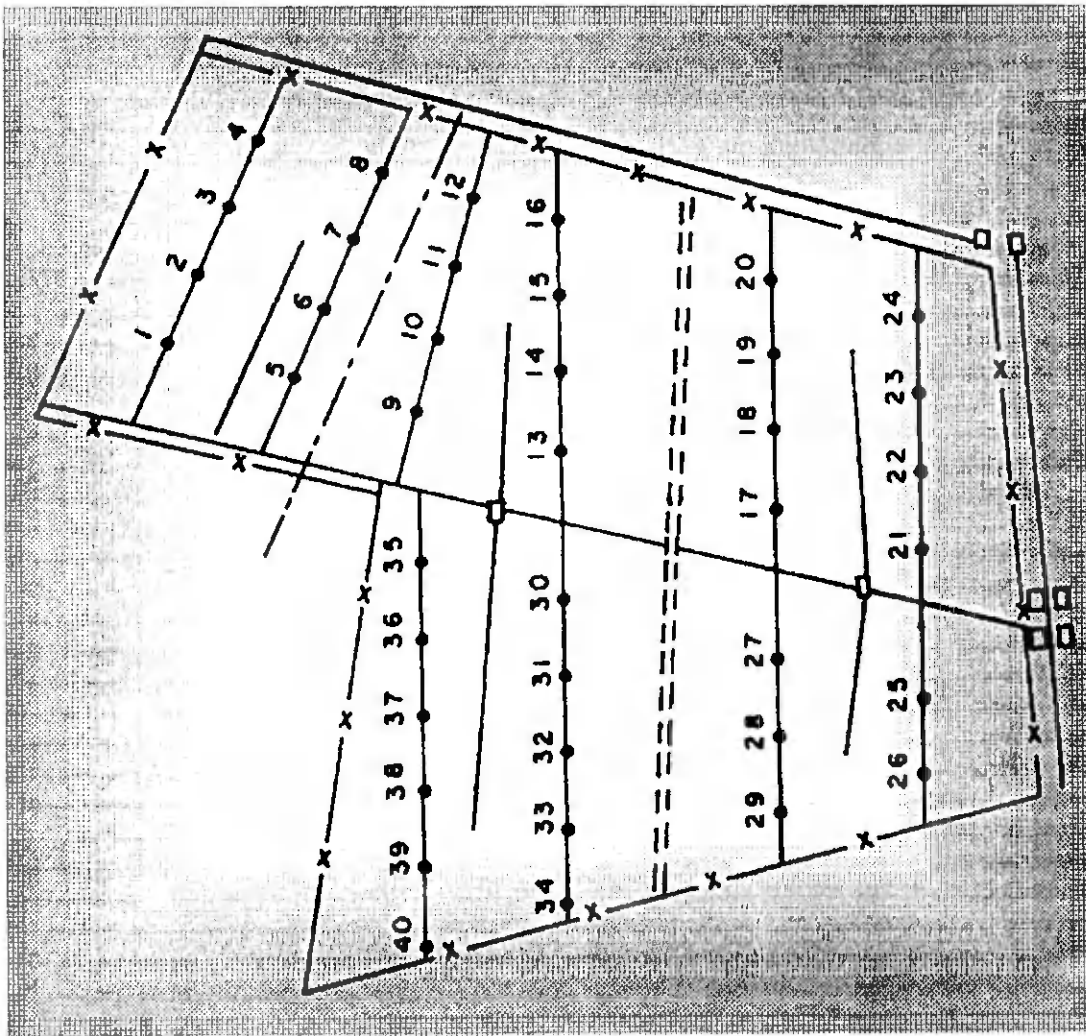


Figura 3.3: Croqui da amostragem sistemática.

3.3 – Análises físico-hídricas

3.3.1 – Análise granulométrica

A análise granulométrica foi realizada pelo **Método do Hidrômetro**, como recomendado por BOUYOUCOS (1951). Na análise textural, a dispersão foi obtida mecanicamente (agitação) e quimicamente utilizando como dispersante hidróxido de sódio (N).

3.3.2 – Densidade global ou aparente

A densidade global foi Determinada pelo **Método do Anel Volumétrico**, de acordo com o procedimento citado por PEREIRA (1971).

3.3.3 – Densidade das partículas ou real

A densidade das partículas foi determinada pelo **Método do Picnômetro**, segundo metodologia descrita por BLACK (1965).

3.3.4 – Porosidade total

A porosidade total foi determinada em função da densidade global e da densidade das partículas através da equação de Veihmeyer citada por BLACK (1965).

3.3.5 – Curva característica da água do solo

A curva característica da água do solo foi determinada pelo método **Extrator de Umidade de Reichardt**, segundo a metodologia descrita por ANTÔNIO & DORFMAN (1986). Usaram-se tensões de 0,1; 0,33; 01; 03; 05; 10; e 15 bares.

3.3.6 – Capacidade de campo

A capacidade de campo obteve-se pelo **Extrator de Umidade de Reichardt** de acordo com a metodologia descrito por ANTÔNIO & DORFMAN (1986).

3.3.7 – Ponto de murcha permanente

O ponto de murcha permanente obteve-se pelo Método do **Extrator de Umidade de Reichardt**, seguindo o procedimento descrito por ANTÔNIO & DORFMAN (1986).

3.4.8 – Água disponível para as plantas

A disponibilidade de água no solo para as plantas foi calculada pela diferença de umidade gravimétrica entre a capacidade de campo (0,1-1,0 bar) e o ponto de murcha permanente (15 bars) (REICHARDT, 1987).

A taxa de infiltração na unidade centímetro por hora (cmh^{-1}) em cada ponto, para cada intervalo de tempo foi calculado pela expressão $\left(\frac{\Delta h}{\Delta t}\right) * 60$, onde Δh é a diferença entre os valores seqüenciais de cada leitura ou níveis de água nos tempos indicados, isto é, $\Delta h = h_i - h_{i-1}$. Os intervalos em minutos para cada leitura foram 0, 1, 2, 3, 4, 5, 10, 20, 30, 45 e 120 a contar do instante zero, e após, quando preciso, continuaram as leituras com intervalos de uma hora, até que a velocidade de entrada de água no solo foi quase constante, denominada de velocidade básica de infiltração (K_0). Das infiltrações experimentais obtidas a partir dos teste de campo, foram retiradas os parâmetros das equações teóricas de infiltração estudadas para toda a área em estudo.

Modelos de Horton e Kostiakov

Os modelos de Horton e Kostiakov foram usados para analisar a infiltração no solo com utilização de infiltrômetro de anel. No modelo de Horton a determinação dos valores das velocidades da infiltração de água no solo (V_i) foram obtidas através da equação (2.4), velocidade no início da infiltração (V_0) e velocidade final de infiltração ou básica (V_f) foram obtidos experimentalmente. Sendo a determinação dos valores V_f obtidos mediante gráficos de V_i versus t , onde V_f é simplesmente o valor da assíntota de V_i na curva de infiltração. Já o parâmetro V_0 , que é a velocidade no início da infiltração, foi obtida no começo da marcação do tempo de infiltração, isto é, instante inicial, para $t = 0$. Os valores de K_c para os 40 pontos, foram obtidos mediante expressão:

$$K_c = \frac{1}{t_c} \left[100 \frac{(V_0 - V_f)}{V_f} \right] \quad (3.1)$$

sendo t_c = tempo decorrido em horas para V_0 declinar até $-0,01$ de V_f .

Os valores dos parâmetros relativos às condições físicas do solo “a” e “b” da equação de Kostiakov (2.5) e (2.9) foram obtidos empiricamente a partir dos dois valores taxa de infiltração e tempo de infiltração, por regressão através método dos mínimos os quadrados. A velocidade básica de infiltração é calculada da mesma forma que foi obtida para o modelo de Horton, mediante gráfico de V_i versus t .

Finalmente para comparar os valores de infiltrações observada e os valores calculados através dos modelos de Kostiakov e Horton, obtidos da forma que fora descrito acima, foram feitas análise comparativa dos resultados através do parâmetro estatístico coeficiente de determinação (R^2) e do método gráfico.

Considerando que para o projeto um sistema de irrigação é necessário quantificar corretamente o valor da infiltração básica, utilizando um critério uniforme e coerente de cálculo, o uso adequado do sistema de unidades e a escolha acerta do valor da **declividade** foram fundamentais para a obtenção de um resultado válido. Assim sendo, para a determinação da infiltração básica no presente estudo, utilizou-se de um equação, para os dois, modelos, que relaciona a parte quase horizontal da curva, com o valor da **declividade** equivalente a $-0,01 \text{ cmh}^{-1}/\text{min}$.

Por tanto, com base nas duas equações (2.5) e (2.4) que determinam as velocidades de infiltração da água no solo, foi deduzida a relação que permitiu estimar o valor da infiltração básica a partir dos parâmetros da equação ajustada ao dados obtidos experimentalmente com a declividade equivalente da reta horizontal (δ) (FERNANDEZ et al. ,1971), da seguinte forma:

$$V_H = V_f + (V_o - V_f) e^{-K_e \left[-\frac{1}{K_e} \cdot \ln \left(\frac{\delta}{-(V_o - V_f) K_e} \right) \right]} \quad (3.2)$$

$$V_k = V_o \left[\left(\frac{-a V_o}{\delta} \right)^{\frac{1}{(\alpha+1)}} \right]^{-\alpha} \quad (3.3)$$

onde :

V_H - Velocidade de infiltração básica para o modelo de Horton (cmh^{-1});

V_K - Velocidade de infiltração básica para o modelo de Kostiakov (cmh^{-1});

δ - Declividade da reta horizontal ($-0,01\text{cmh}^{-1}/\text{min}$); e

a e b - São as constante relativa às condições físicas do solo (parâmetros já definidos).

3.3.10 – Condutividade hidráulica saturada

O método escolhido para determinar a condutividade em campo, baseou-se nas medidas de infiltração, pois permitiu computar a condutividade hidráulica investigando a velocidade final de infiltração (V_f) dos 40 testes realizados em campo. O método consiste no **monitoramento** da velocidade de infiltração, que quando se estabiliza em um tempo longo, assumindo um valor constante denominado velocidade básica, que é igual a condutividade hidráulica saturada (K_0) (NIELSEN et al., 1983; LIBARDI, 1995).

3.4 – Estudo da variabilidade espacial das propriedades físico-hídricas do solo

3.4.1 - Análise estatística

Para os dados experimentais obtidos em campo, determinaram-se os seguintes parâmetros estatísticos:

- a – Determinação dos valores de medidas de localização ou posição na distribuição:

- Média Aritmética amostral (\bar{x}) - constitui-se na média simples dos dados; e
- Mediana (M_{ed}) – corresponde ao valor médio aritmética dos dois valores centrais.

b – Determinação dos valores de medidas de dispersão:

A determinação dos valores de medidas de dispersão foi realizada através dos seguintes procedimentos:

- Variância amostral (S_x^2) - corresponde à média das diferenças quadráticas dos valores observados em relação à sua média;
- Desvio-padrão amostral (S_x) - caracteriza a amplitude dos desvios das medidas individuais em relação à média aritmética amostral;
- Amplitude total (A_t) – corresponde a diferença entre o maior e menor valor do conjunto de dados; e
- Coeficiente de variação (CV) - é uma medida adimensional, que tem sido bastante utilizada para expressar em termos relativo o grau de variabilidade dos dados em torno da média amostral.

c – Determinação dos valores de medidas de forma da distribuição:

A determinação dos valores de medidas de forma de distribuição foi realizada através dos seguintes procedimentos:

- Coeficiente de Simetria de Pearson (β_1) - avaliar a assimetria da distribuição de frequência. Uma distribuição se diz simétrica se a partir do ponto central máximo, as frequência de ocorrências são iguais para intervalos equidistantes. É calculada pela seguinte expressão:

$$\beta_1 = \frac{\mu_1}{S_x^3} \quad (3.4)$$

Se o valor de assimetria calculada for:

$\beta_1 = 0$ (a distribuição é simétrica, é o caso da distribuição Normal);

$\beta_1 > 0$ (a distribuição está deslocada à direita); e

$\beta_1 < 0$ (a distribuição está deslocada à esquerda).

- Coeficiente de Achatamento ou Curtose (β_2): avaliar o grau de achatamento da curva experimental em relação a sua distribuição normal. É calculada pela seguinte expressão:

$$\beta_1 = \frac{\mu_4}{S_x^4} \quad (3.4)$$

Se o valor de assimetria calculada for:

$\beta_2 > 3$ - distribuição mais achatada que a distribuição normal (platicúrtica);

$\beta_2 < 3$ - distribuição mais agudizada que a distribuição normal (leptocúrtica);

e

$\beta_2 = 3$ - não tem achatamento nem agudizamento em relação à distribuição normal (mesocúrtica).

d - Ajuste a uma lei de distribuição

Após análise dos dados, as informações obtidas serão utilizadas para produzir inferência sobre a população verdadeira (toda área em estudo) a partir das amostras obtidas em campo. Esta indução sobre a população verdadeira a partir das amostras realizadas através do ajuste dos dados a uma distribuição teórica.

O ajustamento dos dados observados em campo consiste no processo de determinação de uma equação representativa dos dados analisados. Este processo de ajustamento permite uma previsão (extrapolação) de dados não contidos na tabela de resultados e valores desconhecidos que estejam compreendidos entre os valores extremos dos dados observados (interpolação).

Considerando que para permitir as realização de interpolações e extrapolações com segurança e reduzir a possibilidades de erro ao máximo, não basta, às vezes, traçar a curva da função a partir dos dados plotados, senão que é necessário obter a **expressão matemática da função** que representa melhor o fenômeno estudado. No presente trabalho o problema consistiu em se saber qual das diferentes distribuições teóricas existentes na literatura representa melhor a distribuição observada. Admitindo

cada medição como variável aleatória, procurou-se ajustar os parâmetros obtidos experimentalmente a uma lei de distribuição teórica do tipo (GONZAGA, 1983):

$$f(x) = \frac{1}{2.\pi.\sigma_x} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{x-\mu_x}{\sigma_x}\right)^2\right]} \quad (3.6)$$

onde:

- f(x) - frequência teórica acumulada de x;
- x - variável aleatória contínua;
- μ_x - média da população da distribuição normal;
- σ_x - desvio padrão da população da distribuição.

A equação 3.6 representam as funções de probabilidade acumulada para a distribuição normal.

A verificação do ajustamento da distribuição normal aos valores obtidos experimentalmente, foram feito de forma **visual** e **analítica**. De forma visual, observando-se a forma e o comportamento de ambas as distribuições, e analítica utilizando três processos:

- Teste $\chi^2_{0,95;cu}$. (Qui-quadrado) ao nível de significância de 5%;
- Através dos coeficientes de assimetria e curtose; e
- Teste gráfico de probabilidade normal ou gráfico de frequência relativa acumulada.

O procedimento usado nos testes foi o utilizado por FONSECA et al. (1985) e BUSSAB (1988).

- e - Estimativa do intervalo de confiança do parâmetro média amostral

Calculado a média dos dados, um outro aspecto importante da análise diz respeito ao grau de precisão na estimativa da média amostral. Para isto foi utilizado o intervalo de confiança do parâmetro médio amostral $L(\mu_x)$. O Intervalo de confiança é

o limite de confiança que reflete o grau de segurança da amostragem e o risco ou incerteza associado ao valor médio estimado. Este limite é obtido a partir:

- Amostras pequenas (ao nível de significância de 90% em torno da média)

$$\text{Limite inferior } L(\mu_x)_i = \bar{x} - t * \left(\frac{S_x}{\sqrt{N}} \right)$$

$$\text{Limite inferior } L(\mu_x)_i = \bar{x} + t * \left(\frac{S_x}{\sqrt{N}} \right)$$

Onde, “t” é o valor do percentual da **distribuição t de Student**, que é função do grau de liberdade (V) e do número de amostra (N), sendo $V = N-1$. Este valor é obtido a partir de tabelas disponíveis em qualquer texto de estatística.

- Amostras grandes (ao nível de significância de 95,4% em torno da média)

$$\text{Limite inferior } L(\mu_x)_i = \bar{x} - 2 * \left(\frac{S_x}{\sqrt{N}} \right)$$

$$\text{Limite inferior } L(\mu_x)_i = \bar{x} + 2 * \left(\frac{S_x}{\sqrt{N}} \right)$$

Capítulo 4

Resultados e Discussão

4.1 - Distribuição do tamanho das partículas

Os percentagens dos separados texturais, areia, silte e argila para cada uma das localidades e intervalos de profundidade são apresentados no Apêndice A. Os valores médio das percentagem dos separados texturais, desvio-padrão e coeficiente de variação para as três profundidades do solo estão apresentados na Tabela 4.1.

Utilizando os valores médios dos percentuais de areia, silte e argila, para cada profundidade observou-se que os solos da Estação Experimental de São Gonçalo são em média **franco arenoso**. Constata-se altos percentuais de areia e moderados de argila bem como o aumento gradual da percentagem de areia com o aumento da profundidade.

Observa-se, também um acréscimo dos valores de coeficiente de variação, à medida que aumenta a profundidade do solo, sugerindo uma maior desuniformidade na textura do solo nas camadas profundas.

Para uma melhor visualização do comportamento da composição granulométrica e classificação textural do solo foi construído o histograma de frequência (Figura 4.1), a partir dos dados disponíveis. O histograma confirma os resultados da Tabela 4.1.

Estes resultados estão coerentes com os obtidos por COELHO, (1974) e ALVES (1979), que também encontraram maior uniformidade de textura do solo próximo à superfície.

Tabela 4.1: Valores médios da percentagem de areia, silte e argila, classificação textural, desvio-padrão e coeficiente de variação a diferentes profundidades (média de 40 amostras) Sousa - PB⁽¹⁾

Composição		Profundidade do solo			Classe textural do solo ⁽²⁾
Granulométrica	Parâmetros	0 -30	30-60	60-90	
%		cm			
Areia	Média	57,94	65,49	66,18	Franco arenoso
	DP	8,64	12,44	14,44	
	CV(%)	14,91	18,99	21,82	
Silte	Média	29,38	23,97	23,41	Franco arenoso
	DP	7,36	10,83	11,40	
	CV(%)	25,04	45,19	48,71	
Argila	Média	12,68	10,54	10,41	Franco arenoso
	DP	4,72	4,26	5,27	
	CV(%)	37,21	40,37	50,63	

¹ Análise feita pelo Laboratório de Irrigação e Salinidade do Departamento de Engenharia Agrícola da UFPB

² Dê acordo com a classificação proposta pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos

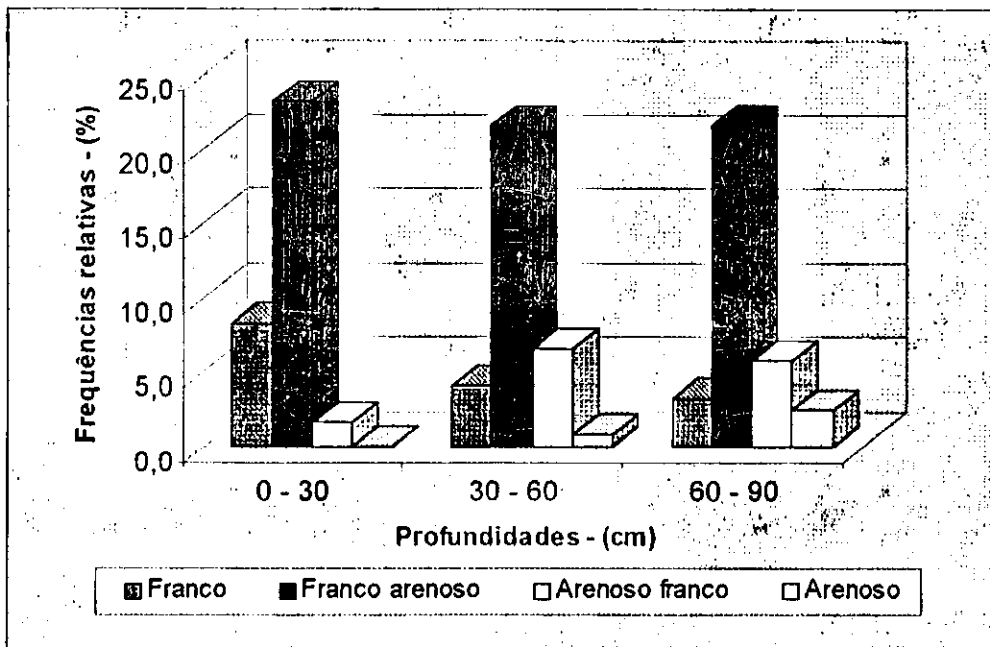


Figura 4.1: Histograma de frequência das classes texturais para os três intervalos de profundidades.

A distribuição de frequência dos valores de percentagem de areia, de silte e de argila é apresentado na Figura 4.2.

Esses dados foram submetidos ao teste de Qui-quadrado (Apêndice B), com o objetivo de confirmar a normalidade e homogeneidade das médias e, concomitantemente, a variabilidade destes dados (AMARAL et al., 1975). Os valores χ^2 calculados foram 7,98; 11,94 e 7,01 para percentagem de argila e suas respectivas profundidades; 11,13; 3,34 e 2,51 para percentagem de silte e 6,84; 0,37 e 9,13 para percentagem de areia, respectivamente.

A partir deste resultados, aceita-se a hipótese de normalidade ao nível de 5% de probabilidade, isto significa que é possível ajustar uma distribuição normal ao dados e também indica uma homogeneidade das médias dos percentuais e, conseqüentemente pequena variabilidade. O teste gráfico de probabilidade, também confirma esta hipótese, pela maneira como se acham dispostos os valores de probabilidade de frequência, bem alinhados seguindo aproximadamente uma reta, evidencia-se uma distribuição normal dos dados de percentagem de argila para as três profundidades respectivamente estudadas, conforme foi mostrado pelo teste Qui-quadrado (Figura 4.3). Semelhantes resultados foram obtidos para as percentagem de areia e silte.

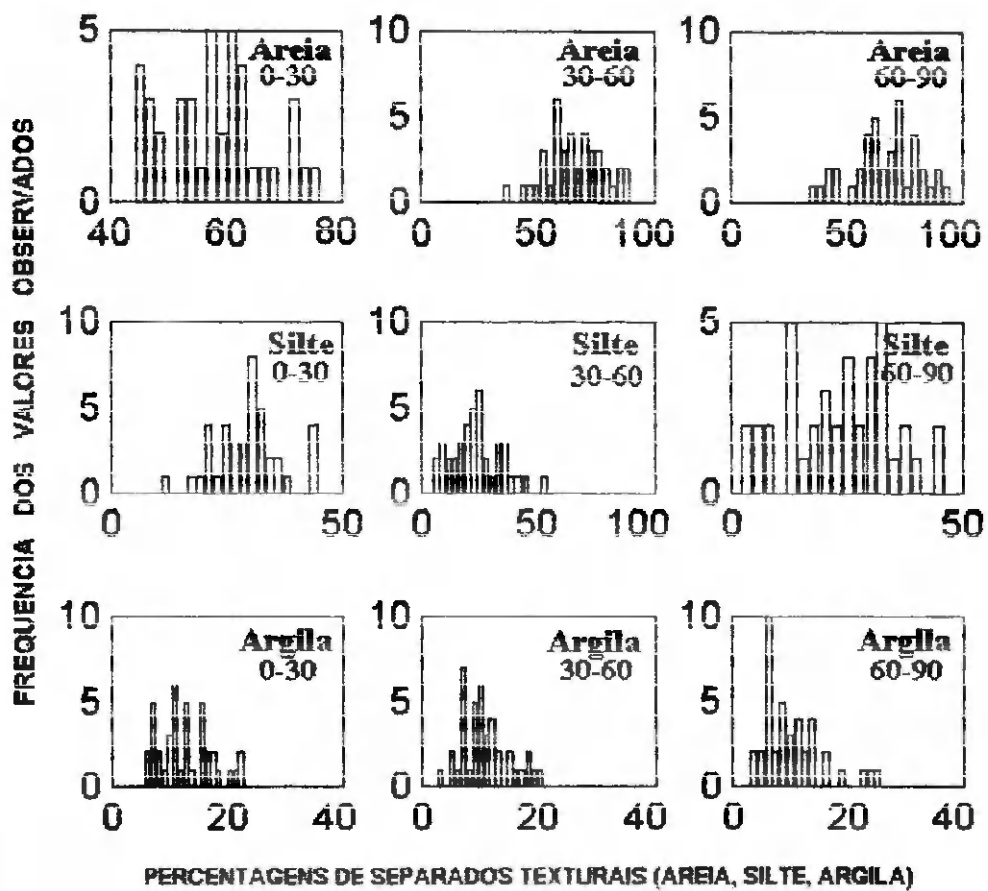


Figura 4.2: Histograma de frequência dos dados não transformados de areia, silte e argila para as suas respectivas profundidades : a) 0-30, b) 30-60 e c) 60-90.

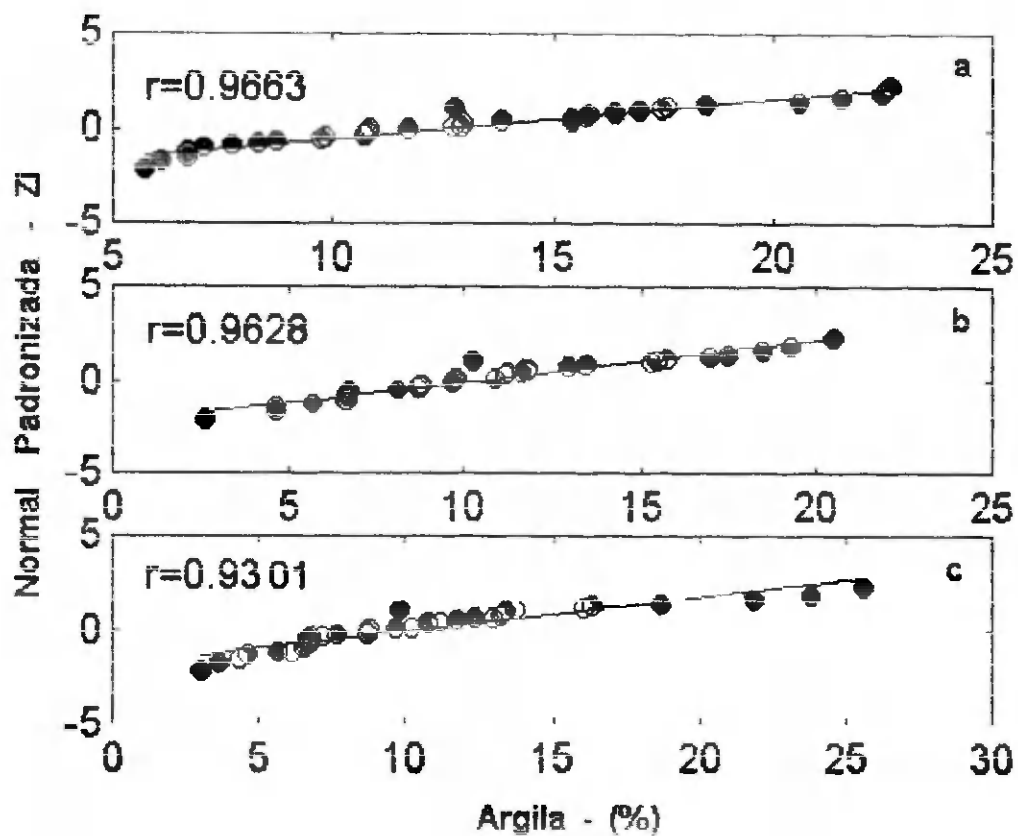


Figura 4.3: Gráfico de probabilidade Normal dos dados dos percentuais de argila, para suas respectivas profundidades: a) 0 --30, b) 30 - 60 e c) 60 - 90 cm.

4.2 - Densidade global

Os valores de densidade global para os 40 valores medidos e suas respectivas profundidades estão reunidos no apêndice A. A partir das 40 medições, para os três intervalos de profundidades, foram obtidos os momentos estatísticos que estão apresentados na Tabela 4.2. Os resultados das determinações da densidade global, para cada uma das profundidades, mostram que no geral os valores são muito semelhantes através de todo o perfil do solo.

Tabela 4.2: Momentos estatísticos dos dados não transformados da densidade global, obtidos a partir de 40 medições nos intervalos de profundidade estudados.

Parâmetros estatísticos	Densidade global (gcm^{-3})		
	0 - 30	30 - 60	60 - 90
Média amostral (média aritmética)	1,52	1,52	1,50
Mediana	1,54	1,55	1,50
Variância amostral	0,006	0,015	0,011
Desvio-padrão amostral	0,08	0,12	0,10
Valor máximo	1,65	1,78	1,68
Valor mínimo	1,34	1,11	1,31
Amplitude total (diferença de amplitude)	0,31	0,67	0,37
Coefficiente de variação - CV(%)	5,15	7,91	7,02
Coefficiente de assimetria	-0,56	-0,76	0,07
Coefficiente de achatamento ou curtose	2,80	4,59	1,83

Analisando a variabilidade espacial para cada profundidade, entre os 40 pontos amostrados, observa-se que os valores de densidade global variam no intervalo de 1,65 a 1,34; 1,78 a 1,11 e 1,68 a 1,31 gcm^{-3} com valores médios de amplitude total de 0,31; 0,67 e 0,37 gcm^{-3} , respectivamente para as camadas de profundidades 0-30, 30-60 e 60-90 cm, indicando desta forma variabilidade espacial entre os pontos amostrados e com aumento da profundidade. A variância, o desvio-padrão e o coeficiente de variação dos valores medidos do solo confirmam esta pequena variabilidade da densidade global no solo. Os resultados estão coerentes com aqueles obtidos por COELHO (1974) e ALVES (1979), que também encontrou maior variabilidade da densidade global nas camadas mais profundas.

Para escolher qual foi a distribuição teórica mais representativa da distribuição dos dados observados, foram usados os parâmetros coeficiente de assimetria e curtose e o teste Qui-quadrado. Os testes foram realizados ao nível de significância de 5 %, utilizando Tabelas estatísticas (CAMPOS, 1979). Assim, pelos valores da Tabela 4.2 com coeficientes de assimetria praticamente nulos e com χ^2 (calculado) menor que $\chi^2_{0,95; \text{G.L.}}$ (Tabelado), onde se encontram no apêndice C, conclui-se que a hipótese de normalidade é aceita, ou seja, é possível ajustar uma distribuição normal ao dados de densidade global (distribuição observada) e com isto, confirma-se, que os valores

médios da densidade global para cada intervalo de profundidade (Tabela 4.2) são ótimos indicadores do valor médio das características mensuráveis de toda população da variável densidade global do solo, que neste caso poderão ser usados como valores representativos da área estudada. Como para uma distribuição normal o coeficiente de curtose é igual a 3, segue que a distribuição dos dados para a profundidade 30-60 cm é platicúrtica em relação à normal (i.é., menos pontiaguda). No que se refere à curva ser agudizada, as distribuições das camadas 0-30 e 60-90 cm aproxima-se muito mais da distribuição normal do que a distribuição da camada 0-30 cm. Isto significa, como a distribuição de frequência de camada 30-60 cm é mais achatada, possui maior desvio padrão, conseqüentemente apresenta maior variabilidade, enquanto as camadas 0-30 e 60-90 cm com menor desvio padrão apresentam menor variação em torno da média.

A distribuição de frequência dos valores da densidade aparente é apresentada na Figura 4.4, que ilustra muito bem a maior variação da densidade global na camada de 30-60 cm. Ao analisar os gráficos de probabilidade apresentados na Figura 4.5, nota-se que os pontos centrais encontram-se localizados, de forma aproximada, ao longo da reta, evidenciando uma distribuição normal dos dados da densidade global para os três intervalos de profundidades estudados. Para confirmar este resultado, foi calculado o coeficiente de correlação linear, onde os valores obtidos foram 0,90; 0,80 e 0,89 respectivamente para as três profundidades indicando assim que os dados seguem distribuição normal, conforme foi provado pelo teste Qui-quadrado. Isto significa que os parâmetros estatísticos estimados a partir das amostras obtidas em campo (média e desvio-padrão amostral), juntamente com a equação estimada (distribuição normal) podem ser aproveitados para se fazer inferência da densidade global da área em estudo. O comportamento normal dos dados da densidade global concorda com os resultados de pesquisas realizados por ALVES (1979).

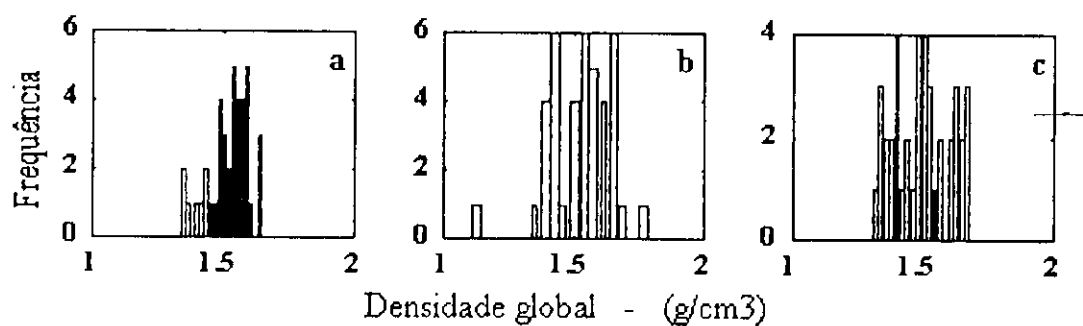


Figura 4.4: Histogramas de freqüências dos dados não transformados de densidade global para as suas respectivas profundidades: a) 0-30, b) 30-60 e c) 60-90 cm.

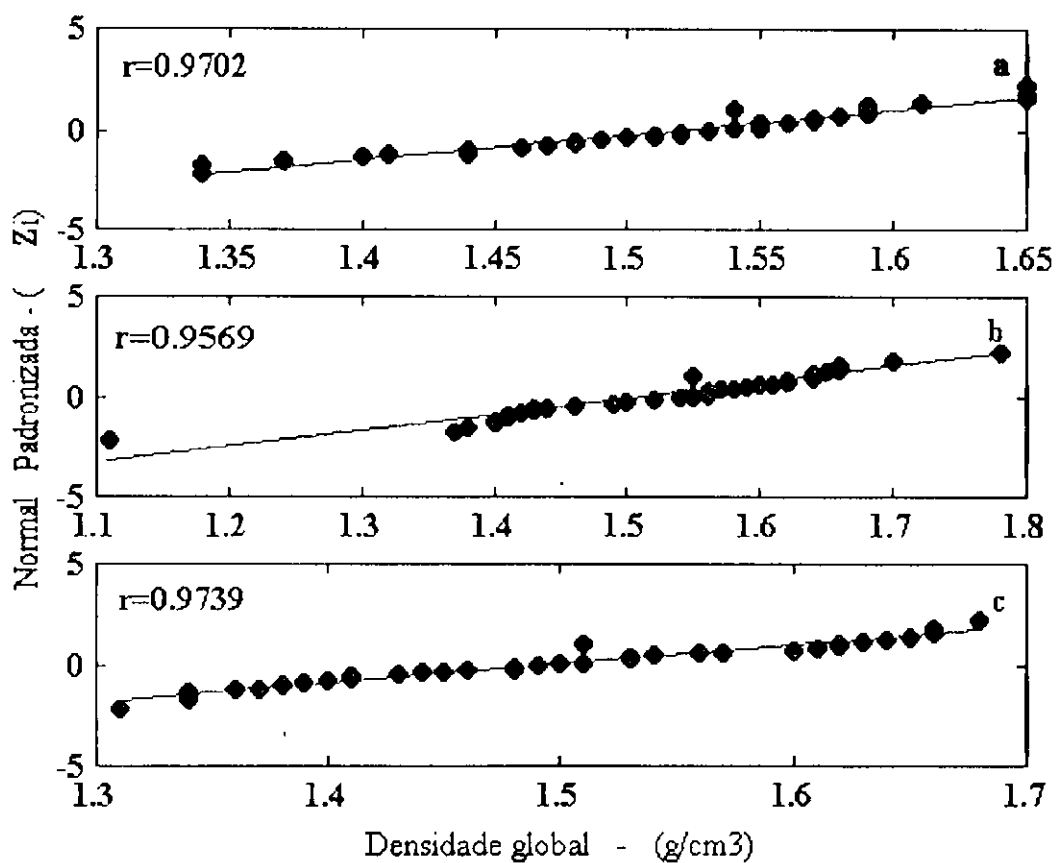


Figura 4.5: Gráfico de probabilidade Normal dos dados de densidade global, para as respectivas profundidades: a) 0-30, b) 30-60 e c) 60-90 cm.

Verificada a hipótese de normalidade dos dados, estimou-se os limites de confiança para média populacional para as três camadas de profundidades do solo. Os intervalos de confiança ao nível de 95,4% de significância, para as três profundidades do solo, respectivamente foram: 1,55 a 1,50; 1,56 a 1,49 e 1,53 a 1,46 gcm^{-3} . Isto significa que existe 95,4% de chance que o valor verdadeiro da densidade global em toda área esteja compreendido entre os intervalos mencionados, respectivamente para as três profundidades do solo estudadas, ou seja, 95,4% das vezes os intervalos calculados para as três profundidades contém a verdadeira média.

4.3 - Densidade das partículas

Na Tabela 4.3, apresentam-se os momentos estatísticos da densidade das partículas, para os três intervalos de profundidade do solo. Pode ser visto que os valores médios dos dados da densidade das partículas 2,55; 2,56 e 2,55 gcm^{-3} são praticamente idênticos e estão em concordância com o valor médio aceito pela Sociedade Internacional da Ciência do Solo, mostrando que não existe variabilidade desta propriedade no sentido vertical.

Tabela 4.3: Momentos estatísticos dos dados não transformados da densidade partículas, obtidos a partir de 40 medições a diferentes profundidades em centímetros.

Parâmetros estatísticos	Densidade das partículas (gcm^{-3})		
	0 – 30	30 – 60	60 – 90
Média amostral (média aritmética)	2,55	2,56	2,55
Mediana	2,58	2,58	2,54
Variância amostral	0,007	0,006	0,005
Desvio-padrão amostral	0,09	0,08	0,07
Coefficiente de variação - CV(%)	3,38	2,96	2,65
Valor máximo	2,65	2,65	2,64
Valor mínimo	2,28	2,38	2,40
Amplitude total (diferença de amplitude)	0,37	0,27	0,24
Coefficiente de assimetria	-1,08	-0,86	-0,22
Coefficiente de achatamento ou curtose	3,70	2,64	2,57

Os baixos valores dos parâmetros estatísticos tais como: variância, o desvio padrão e o CV(%), indicam que a densidade das partículas não apresenta variabilidade espacial no sentido vertical. Os valores mínimos, máximos e a amplitude total obtidos para os respectivos intervalos de profundidade, retratam muito bem os baixos valores do coeficiente de variação para esta propriedade física do solo.

A distribuição de frequência dos valores da densidade das partículas é apresentado na Figura 4.6. Esses dados foram submetidos ao teste de Qui-quadrado (Apêndice C) e ao teste gráfico de probabilidade. Os resultados, verificaram que o conjunto de dados da densidade das partículas seguiu distribuição normal ao nível de 5% de probabilidade, indicando desta forma que os dados são normalizados e conseqüentemente a variabilidade é mínima. Na Figura 4.7, encontra-se o teste gráfico de probabilidade para as três profundidades 0-30, 30-60 e 60-90 cm, respectivamente. Como para uma distribuição normal o coeficiente de curtose é igual a 3, a distribuição dos dados para a profundidade 0-30 cm é platicúrtica em relação à normal (i.é., menos pontiaguda) o que significa que possui maior desvio-padrão, conseqüentemente apresenta maior dispersão em torno da média, enquanto as duas últimas camadas com o menor desvio-padrão estão mais concentradas em torno do centro e, se aproximam muito mais da distribuição normal.

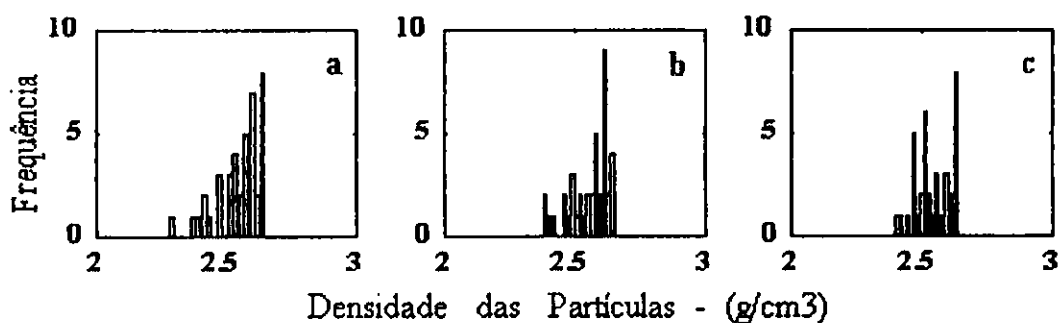


Figura 4.6: Histogramas de frequências dos dados não transformados da densidade das partículas para as suas respectivas profundidades: a) 0-30, b) 30-60 e c) 60-90 cm.

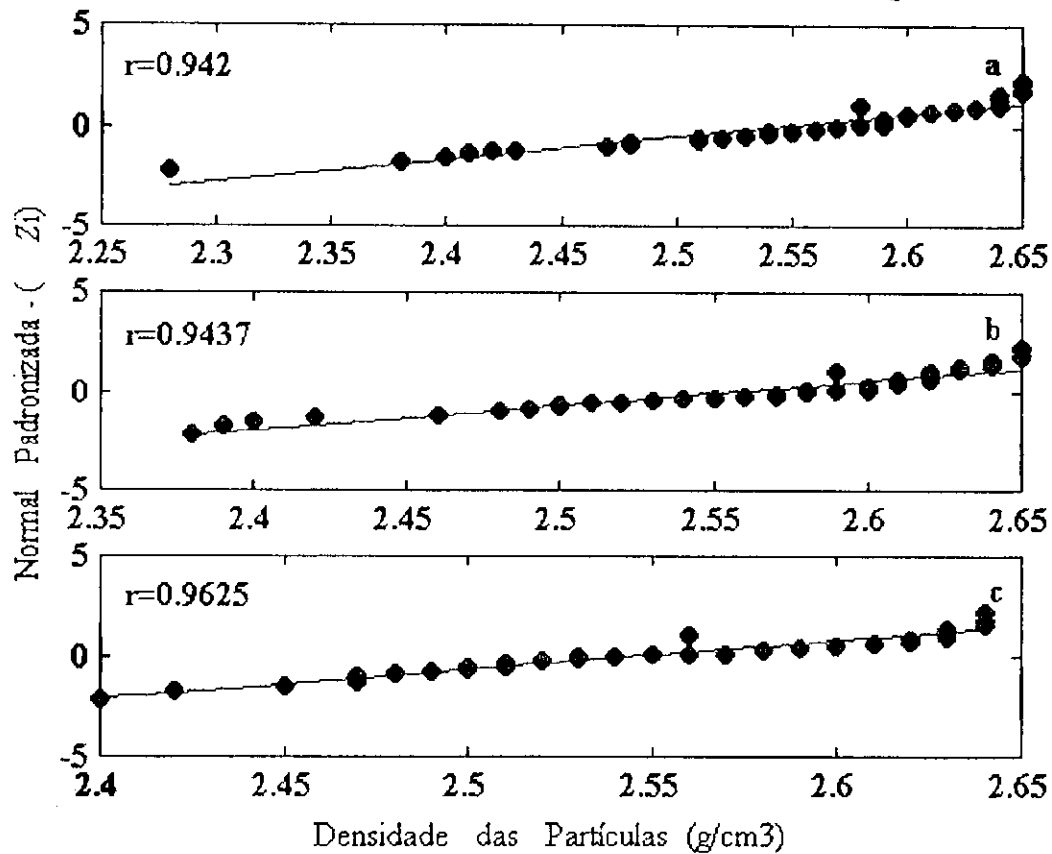


Figura 4.7: Gráfico de probabilidade Normal dos dados de densidade das partículas, para as respectivas profundidades: a) 0-30, b) 30-60 e c) 60-90 cm.

Os valores do coeficiente de assimetria próximo de zero (Tabela 4.3), reforçam a hipótese da normalidade dos dados da densidade das partículas para as três camadas de profundidades. O comportamento de normalidade de dados da densidade das partículas foi estudado por LIBARDI (1986). Ele sugere que as médias aritméticas da densidade das partículas, sejam parâmetros de medidas de tendência central que possam ser aproveitadas como valores representativos para caracterização de toda a área.

4.4 – Porosidade total

No Apêndice A, encontram-se os dados da porosidade total nas três profundidades nos 40 pontos amostrados. Como a porosidade total foi calculada a partir da equação de Veihmeyer, baseado nos valores de densidade global e das partículas, a variabilidade espacial da porosidade total apresenta-se de forma semelhante a densidade global já que praticamente a variação da densidade das partículas foi mínima, como explicado no item 4.3.

A Tabela 4.4, apresenta os momentos estatísticos dos dados não transformados da porosidade total dos quarenta pontos amostrados, nas três profundidades. Observa-se que os valores médios encontrados para as três profundidades são semelhantes e estão dentro dos limites de variações estabelecidas pela USDA, para solos arenosos superficiais. Observa-se também pouca variação da porosidade total entre os 40 pontos amostrados, como podem ser vistos pelos baixos valores de desvio-padrão e coeficientes de variação.

Tabela 4.4: Momentos estatísticos dos dados não transformados da porosidade total, obtidos a partir de 40 medições a diferentes profundidades em centímetros.

Parâmetros estatísticos	Porosidade total (%)		
	0 - 30	30 - 60	60 - 90
Média amostral (média aritmética)	40,23	40,24	41,28
Mediana	39,89	39,48	41,64
Variância amostral	16,55	26,30	21,66
Desvio-padrão amostral	4,07	5,13	4,65
Coefficiente de variação – CV(%)	10,11	12,75	11,27
Valor máximo	49,24	58,11	48,66
Valor mínimo	31,25	30,83	32,50
Amplitude total (diferença de amplitude)	17,99	27,75	11,27
Coefficiente de assimetria	0,09	0,84	-0,08
Coefficiente de achatamento ou curtose	2,82	4,80	1,84

Ao analisar o comportamento dos valores dos coeficientes de assimetria e curtose, próximos de 0 e 3 respectivamente, observa-se que estão dentro dos valores de normalidade, indicando mínima variabilidade. O teste gráfico de probabilidade, apresentado na Figura 4.8 e o teste Qui-quadrado ao nível de 5% de probabilidade (Apêndice C) indicam a normalidade dos dados, resultado este que concordam com os obtidos por ANJOS et al. (1994). Este comportamento pode também ser observado nos histogramas de frequência observadas apresentado na Figura 4.9.

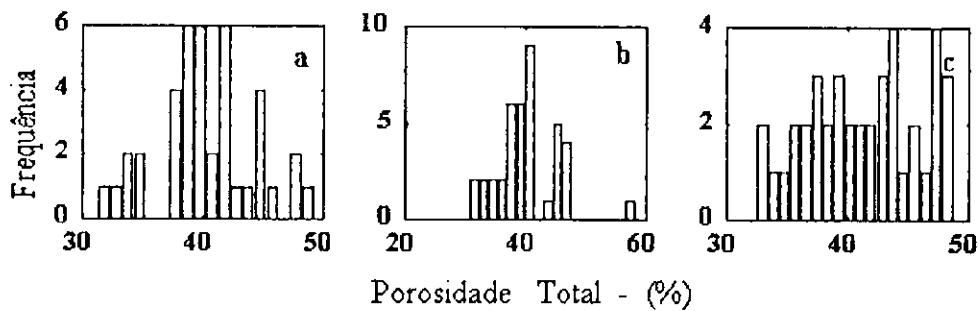


Figura 4.8: Histogramas de frequências dos dados não transformados da porosidade total para as suas respectivas profundidades: a) 0-30, b) 30-60 e c) 60-90 cm.

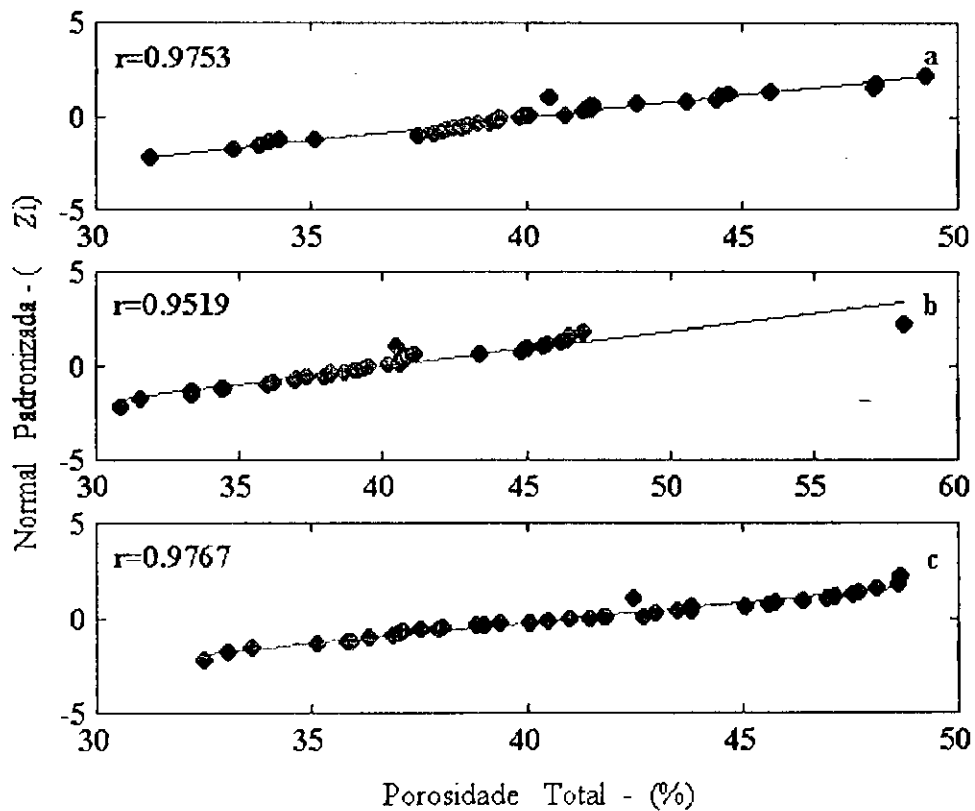


Figura 4.9: Gráfico de probabilidade Normal dos dados da porosidade total, para as respectivas profundidades: a) 0-30, b) 30-60 e c) 60-90 cm.

4.5 Capacidade de campo, ponto de murcha permanente e água disponível para as plantas

A capacidade de campo foi estimada como sendo a quantidade de água retida no solo após a aplicação da tensão de 0,1 bar, levando em consideração que o solo da área estudada é de textura arenosa franca. De acordo com REICHARDT (1987), a tensão ideal para solos de textura grossa é de 0,1 bar e de 0,33 bar para solos de textura fina. Para o ponto de murcha permanente foi aplicada a tensão de 15 bar e a água disponível no solo para as plantas, foi estabelecida como a diferença entre a umidade do solo a 0,1 e a 15 bares.

Os valores do conteúdo de água do solo, quando submetidos à tensões de 0,1; 0,33; 01; 03; 05; 10 e 15 bares, para as três profundidades encontram-se no Apêndice D, e os valores do conteúdo de água à capacidade de campo e ponto de murcha permanente, bem como a quantidade de água disponível, calculada entre 0,1 e 15 bares, para cada uma das localidades e respectivas profundidades, apresentam-se no Apêndice E.

A partir dos dados do Apêndice D foram obtidos os valores médios dos conteúdos de umidade para as respectivas profundidades e tensões. Esta mesma relação é mostrada na curva de retenção de água do solo (Figura 4.10). Neste gráfico observa-se que as profundidades 30-60 e 60-90 cm, exibem curvas semelhantes, com um menor conteúdo de água que o solo da camada superficial. O fenômeno justifica-se, por estas profundidades apresentarem teores mais elevados de areia e menores teores de argila que a camada 0-30 cm, muito embora as diferenças nos percentuais de argila entre as camadas superficiais e as mais profundas sejam pequenas. Os resultados apresentados mostram que no geral, os valores de umidade a capacidade de campo (conteúdo de água a 0,1 bar) e ponto de murcha permanente (conteúdo de água a 15 bars), para as três profundidades são de moderados a ligeiramente baixos de acordo com EDMAR (1979).

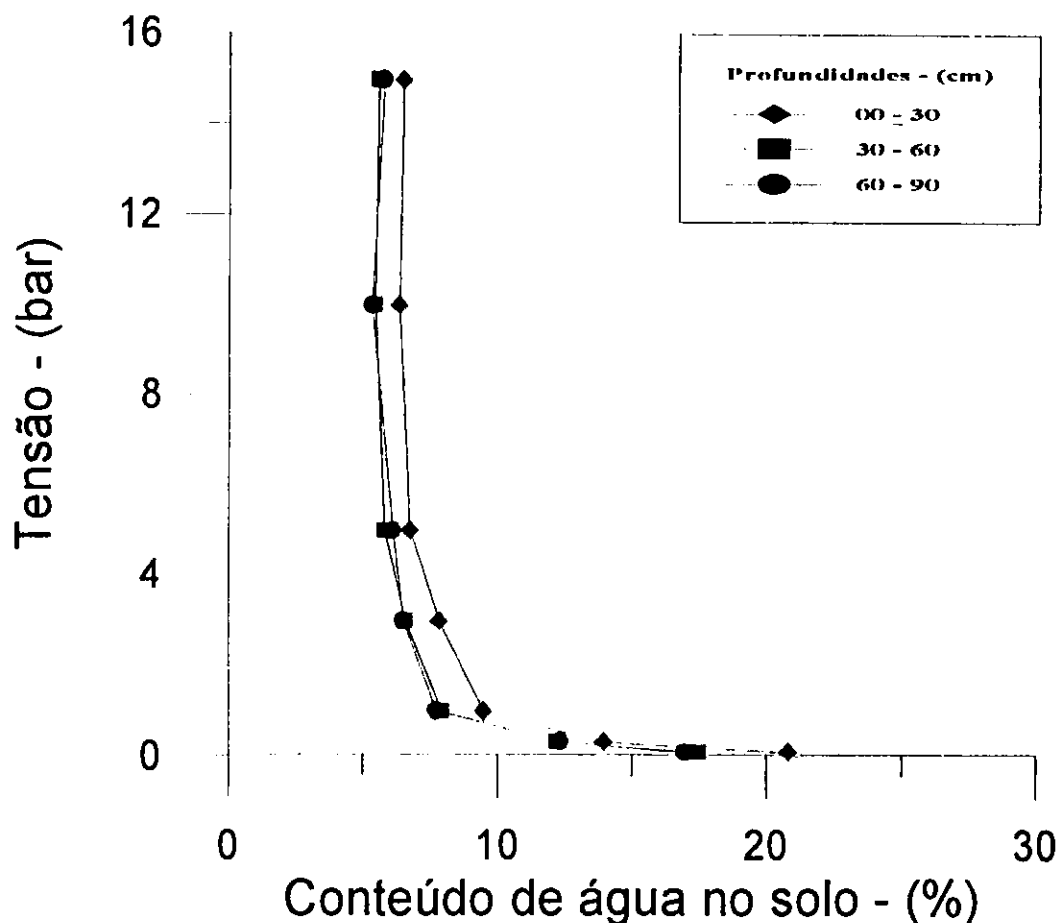


Figura 4.10: Curva de retenção de água para as três profundidades do solo.

A partir dos dados do Apêndice F, foram obtidos os parâmetros estatísticos da capacidade de campo (CC) e do ponto de murcha permanente (PMP) reunidos na Tabela 4.5. Observa-se que os valores médios tanto da CC como do PMP variam de acordo o conteúdo de argila do solo, ou seja, a quantidade de água disponível decresce com a diminuição do teor de argila no solo. Este comportamento mostra a variabilidade espacial tanto na vertical como entre os pontos amostrados, onde esta variação é confirmada pelos valores elevados dos parâmetros de dispersão: desvio-padrão, coeficiente de variação e da amplitude total. Algumas lacunas nos histogramas de frequência (Figuras 4.11 e 4.12) reforçam e ilustram a variação dos dados da capacidade de campo e ponto de murcha permanente como aumento da profundidade e entre os 40 pontos amostrados, causadas provavelmente pela grande heterogeneidade do perfil do solo.

Tabela 4.5: Momentos estatísticos dos dados não transformados do conteúdo de água à capacidade de campo (0.1 bar) e ponto de murcha permanente (15 bar), à base de solo seco, expressa em percentagem obtidos a partir de 40 medições a diferentes profundidades em centímetros.

Parâmetros estatísticos	Capacidade de campo (%)			Ponto de murcha (%)		
	0 – 30	30 – 60	60 – 90	0 – 30	30 – 60	60 – 90
Média amostral	20,81	17,51	16,99	6,51	5,58	5,79
Mediana	21,46	16,62	16,00	6,54	5,62	5,93
Variância amostral	23,49	41,07	42,30	1,55	4,23	5,24
Desvio-padrão amostral	4,85	6,41	6,50	1,25	2,06	2,29
Valor máximo	29,26	32,00	29,82	9,56	10,42	10,66
Valor mínimo	9,00	4,24	5,11	3,69	2,41	2,03
Amplitude total	20,26	27,76	24,71	5,85	8,01	8,63
Coef. de variação-(%)	23,29	36,61	38,28	19,14	36,90	39,55
Coeficiente de assimetria	-0,25	-0,01	0,40	-0,26	0,29	0,21
Coeficiente de curtose	2,35	2,72	1,93	3,02	2,30	2,32

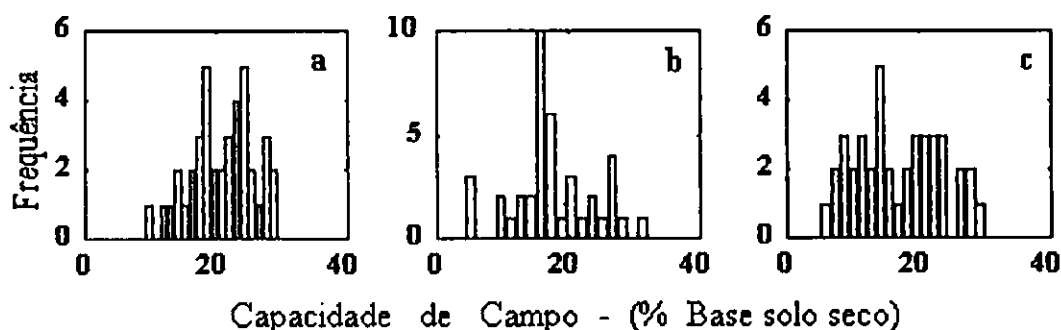


Figura 4.11: Histogramas de frequência dos dados não transformados da CC para as suas respectivas profundidades: a) 0-30, b) 30-60 e c) 60-90 cm.

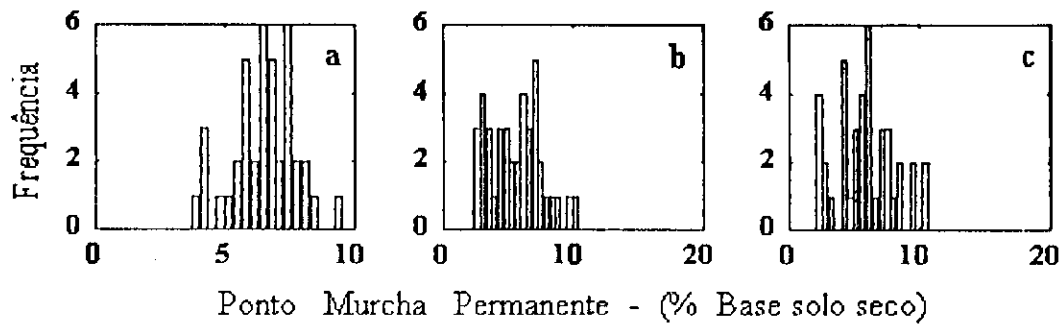


Figura 4.12: Histogramas de freqüências dos dados não transformados do ponto de murcha permanente para as suas respectivas profundidades: a) 0-30, b) 30-60 e c) 60-90 cm.

Apesar dos resultados mostrarem acentuadas variações dos valores de capacidade de campo e do ponto de murcha permanente, os valores dos coeficientes de assimetria e curtose próximos de 0 e 3, respectivamente, para as três profundidades, indicam que estes parâmetros físico-hídricos aproximam-se da distribuição normal, assim, os valores médios obtidos em campo, para cada profundidade são estimativas adequadas dos parâmetros populacionais (média e desvio-padrão) e juntamente com a equação normal estimada, poderão ser aproveitados para se fazer inferência da CC e PMP na área em estudo. Para confirmar esta hipótese os dados foram submetidos ao teste Qui-quadrado (Apêndice F) e ao teste gráfico de probabilidade (Figuras 4.13 e 4.14), onde os valores χ^2 calculados foram: 10,65; 6,06 e 4,19 para a capacidade de campo e 10,0; 2,85 e 3,19 para o ponto de murcha permanente, para as três profundidades, respectivamente. A partir destes resultados, foram confirmadas, a normalidade dos dados da CC e PMP ao nível de 5% de probabilidade. No que se refere a forma das distribuições teóricas estimadas, a camada 60-90 cm tem uma forma mais achatada, conforme indica os valores de curtose 1,93 e 2,32 tanto para a CC como para PMP, respectivamente. Isto significa maior variabilidade em torno da média, enquanto as camadas 0-30 e 30-60 cm são mais pontiagudas conseqüentemente apresentam menor desvio-padrão e menor variação.

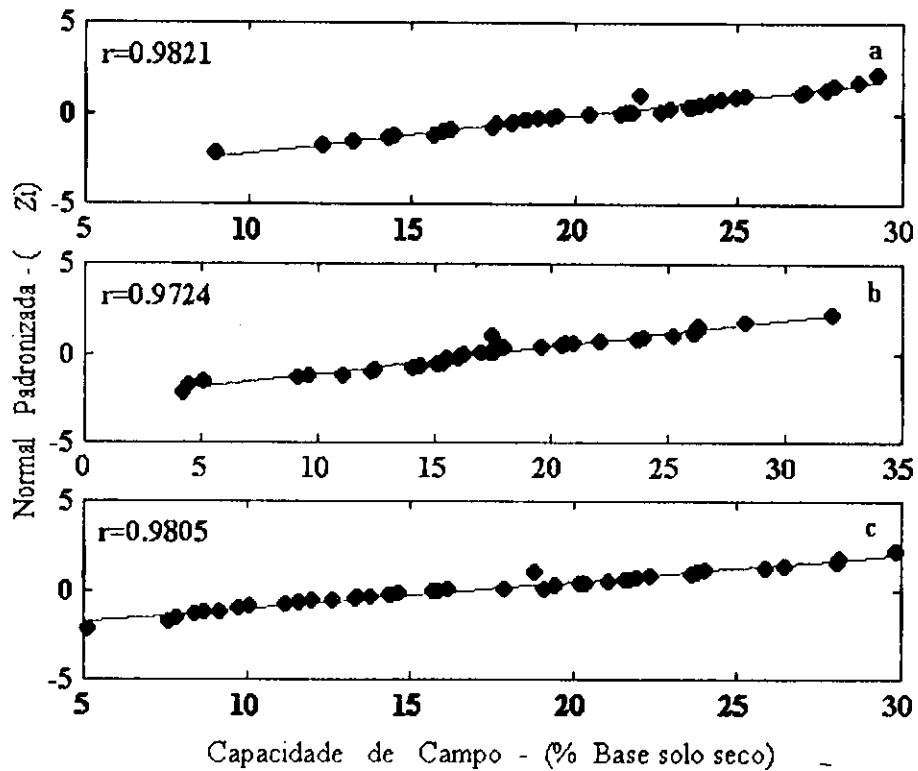


Figura 4.13: Gráfico de probabilidade Normal dos dados da capacidade de campo, para as respectivas profundidades: a) 0-30, b) 30-60 e c) 60-90 cm.

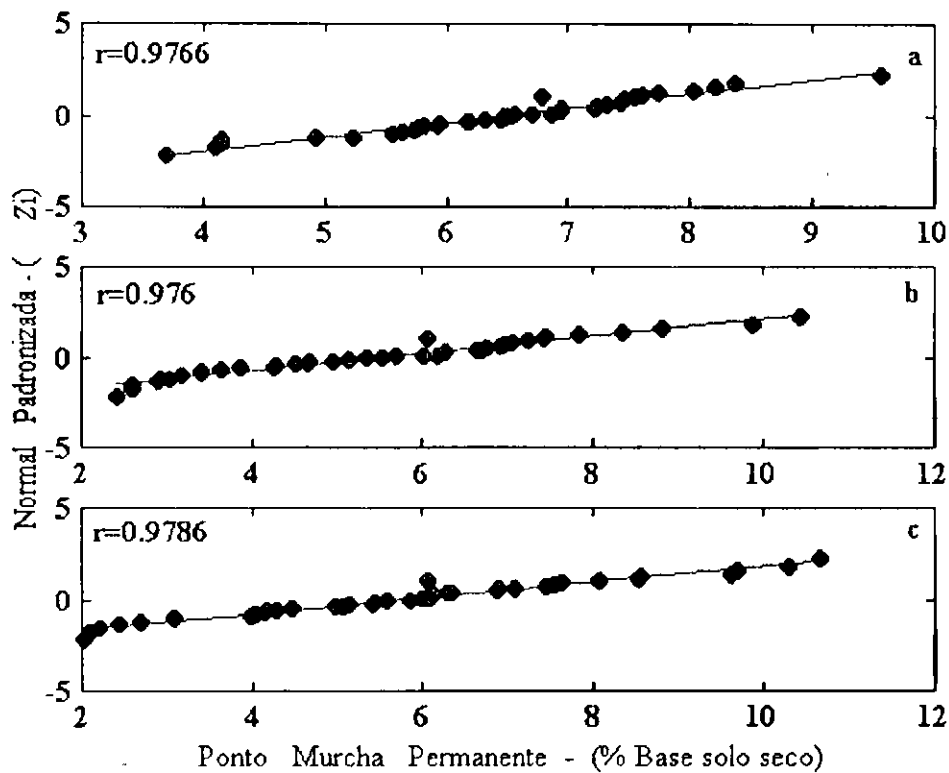


Figura 4.14: Gráfico de probabilidade Normal dos dados do ponto de murcha permanente, para as respectivas profundidades: a) 0-30, b) 30-60 e c) 60-90 cm.

Uma análise estatística dos dados de água disponível para as plantas é apresentada na Tabela 4.6. Verifica-se ao analisar essa tabela que os valores médios de água disponível são de moderados a ligeiramente baixos (REICHARDT, 1987), tendo o maior valor (14,30%) registrado na camada superficial. Também pode ser observado que existe uma tendência dos valores de água disponível diminuírem com o aumento da profundidade, provavelmente decorrente da diminuição dos valores de teores de argila. Resultados semelhantes foram obtidos por CARVALHO (1978).

O acréscimo dos valores de variância, desvio-padrão e do coeficiente de variação com o aumento da profundidade do solo, com exceção da última camada que teve um leve diminuição, decorrente provavelmente do acréscimo na percentagem da areia, como se viu na Tabela 4.1, sugere variabilidade espacial dos dados da água disponível. Esta variabilidade é semelhante aquela encontrada para os valores de CC e PMP, uma vez que a AD é calculada como base nestes dois parâmetros hídricos.

Tabela 4.6: Momentos estatísticos dos dados não transformados da água disponível, a base de peso no intervalo de 0,10 a 15 bares, a base de solo seco, obtidos a partir de 40 medições a diferentes profundidades em centímetros.

Parâmetros estatísticos	Água disponível (%)		
	0 - 30	30 - 60	60 - 90
Média amostral (média aritmética)	14,30	11,93	11,04
Mediana	14,89	11,54	9,85
Variância amostral	20,67	26,84	26,40
Desvio-padrão amostral	4,55	5,18	5,14
Valor máximo	22,92	22,13	21,22
Valor mínimo	4,85	1,64	3,08
Amplitude total (diferença de amplitude)	18,07	20,49	18,14
Coeficiente de variação - CV(%)	31,80	43,43	46,54
Coeficiente de assimetria	-0,13	0,11	0,29
Coeficiente de achatamento ou curtose	2,06	2,45	1,94

A Figura 4.15, mostra a distribuição de freqüências dos valores de água disponível, para os intervalos de profundidade analisados. Esses dados foram submetidos ao teste Qui-quadrado (Apêndice F) e os valores χ^2 calculados foram menores que $\chi^2_{0,95;dl}$ tabelados, concluindo que os dados de água disponível seguem distribuição normal ao nível de 5% de probabilidade. A Figura 4.16, mostra o teste gráfico de probabilidades para as suas respectivas profundidades. Ao analisar esta figura, nota-se que os valores de probabilidade de freqüência encontram-se bem alinhados e com o coeficiente de correlação alto, evidenciando uma distribuição normal dos dados de água disponível, conforme foi verificado pelo teste Qui-quadrado.

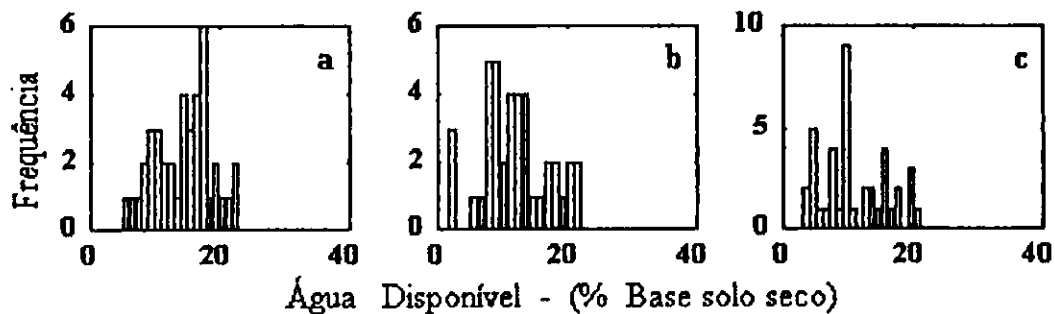


Figura 4.15: Histogramas de freqüências dos dados não transformados de água disponível para as suas respectivas profundidades: a) 0-30, b) 30-60 e c) 60-90 cm.

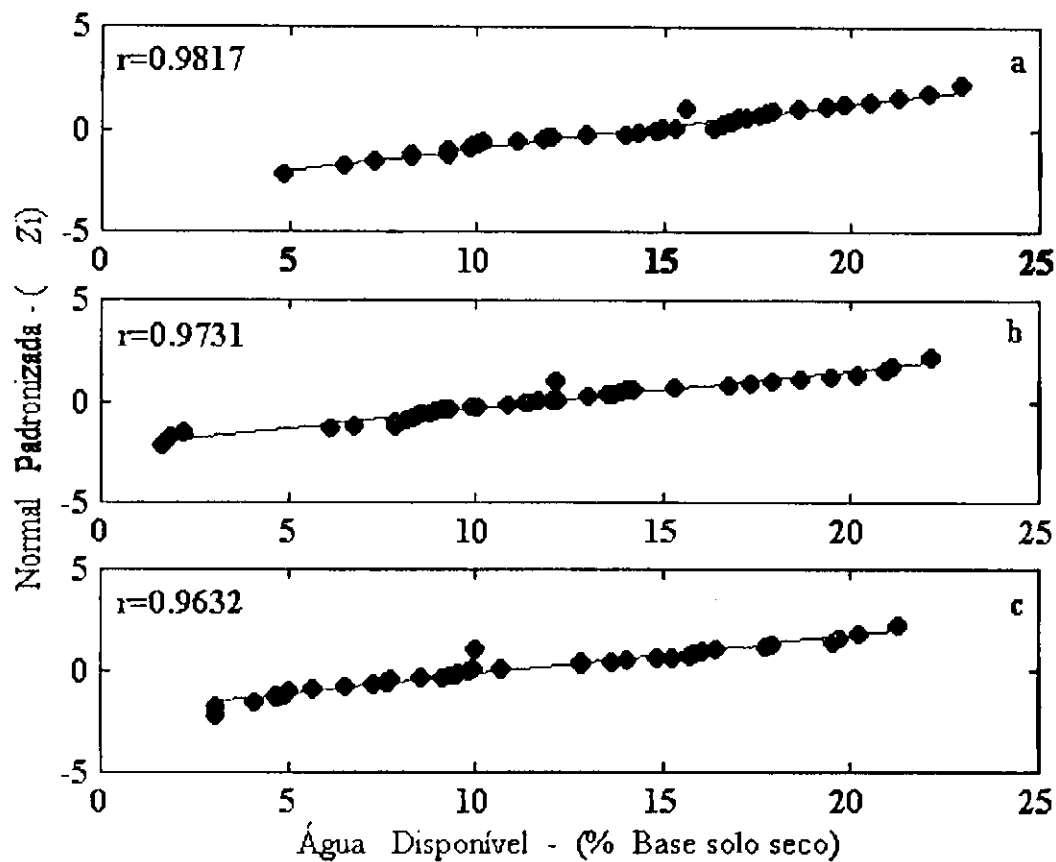


Figura 4.16: Gráfico de probabilidade Normal dos dados de água disponível, para as respectivas profundidades: a) 0-30, b) 30-60 e c) 60-90 cm.

4.6 - Infiltração da Água do Solo

No Apêndice G são apresentados os dados dos testes de infiltração para os 40 locais estudados. A partir destes dados foram calculados as médias e os desvios-padrões da velocidade de infiltração, V_i (cmh^{-1}), infiltração acumulada, I_a (cm) e velocidade de infiltração básica de água no solo, I_b (cmh^{-1}).

Tabela 4.7: Momentos estatísticos dos dados da velocidade de infiltração, infiltração acumulada e velocidade de infiltração básica de água no solo, obtidos a partir de 40 testes.

Tempo _min_	V_i (cmh ⁻¹)		I_a (cmh ⁻¹)		I_b _cmh ⁻¹ _
	Média	Desvio-padrão	Média	Desvio-padrão	
1	10,5	8,99	0,18	0,15	
2	9,45	8,25	0,33	0,23	
3	7,20	4,12	0,45	0,28	
4	5,55	3,43	0,55	0,29	
5	6,60	4,03	0,66	0,33	
10	3,72	2,58	0,97	0,48	
20	2,72	2,07	1,42	0,78	
30	2,45	1,60	1,83	1,00	
45	2,14	1,92	2,36	1,45	
60	1,83	1,55	2,82	1,82	
90	1,67	1,40	3,65	2,48	
120	1,50	1,40	4,40	3,17	
180	1,44	1,42	5,84	4,56	
240	1,22	1,36	6,86	5,82	
300	1,20	1,37	8,03	7,18	
360	1,21	1,38	9,22	8,55	1,20

Os valores médios de infiltração obtidos estão de acordo com os reportados pela bibliografia para solos franco arenosos (HILLEL, 1980).

Analisando a Tabela 4.7, pode-se observar que no início do processo a velocidade de infiltração foi relativamente rápida (10,5 cmh⁻¹), e decresce até um valor aproximadamente constante, denominado de velocidade básica de infiltração, estabilizando-se no tempo de 320 min (1,20 cmh⁻¹)

As Figuras 4.17 e 4.18 mostram as curvas médias de infiltração instantânea e acumulada, respectivamente, obtidas com os dados da Tabela 4.7. A Figura 4.17 confirma visualmente o comportamento da velocidade de infiltração do solo em relação ao tempo de infiltração, indicando que no início do teste a taxa de infiltração é alta e a medida que o tempo aumenta a infiltração diminui, até atingir um valor quase constante, denominada de velocidade de infiltração básica. O inverso pode ser visto na Figura 4.18, com a velocidade de infiltração acumulada do solo. O valor médio da velocidade básica de infiltração, representativo para toda área em estudo foi obtido tomando como referência a curva da equação dos valores médios da velocidade de infiltração (Equação 3.3). Define-se comumente a infiltração básica de um solo como

sendo a que corresponde ao instante em que a declividade (assintótica horizontal) da curva equivale a $-0,01 \text{ cmh}^{-1}/\text{min}$.

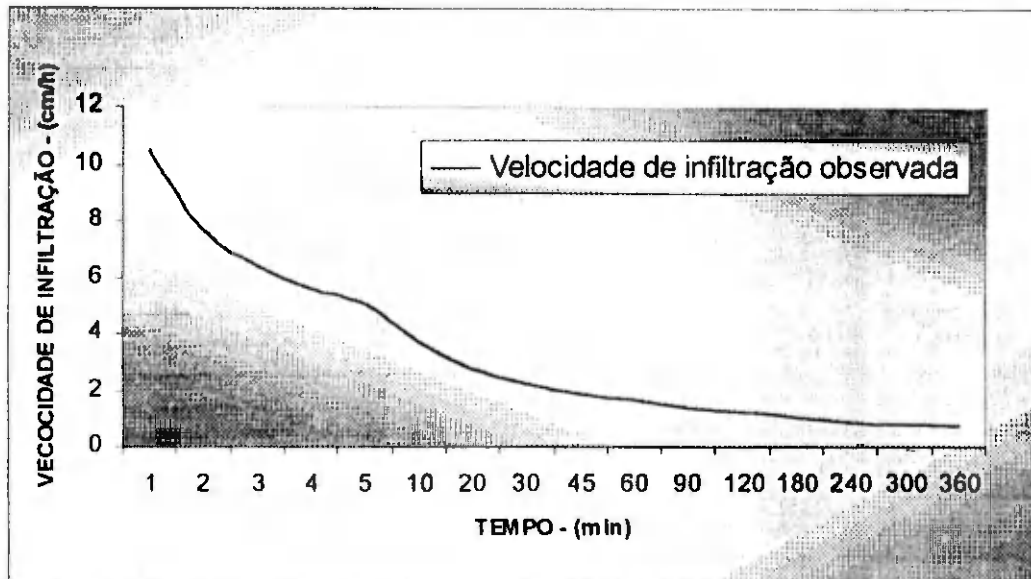


Figura 4.17: Curva da velocidade infiltração média observada.

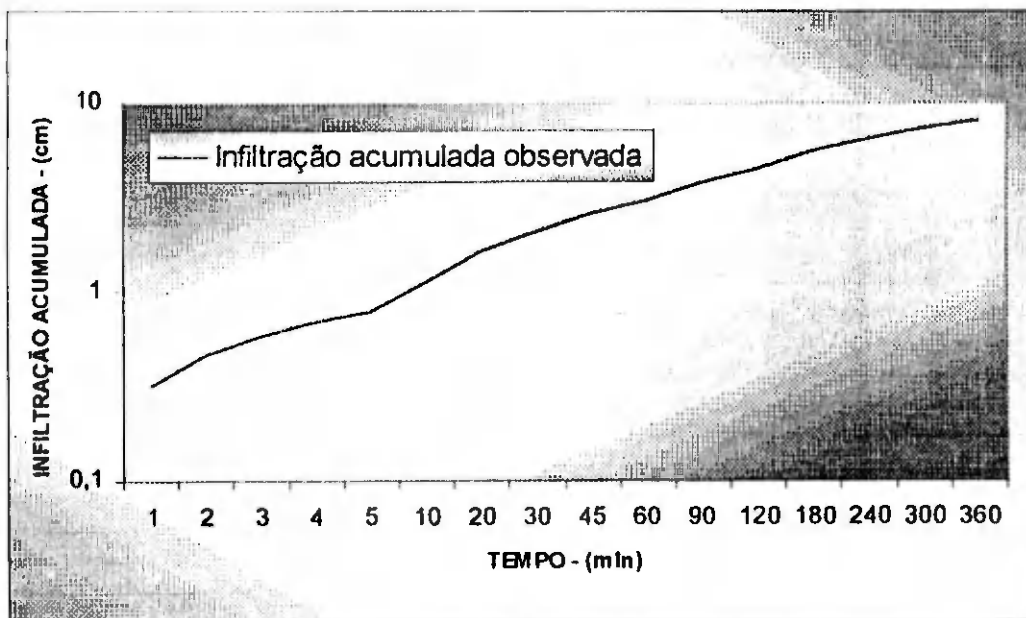


Figura 4.18: Curva da infiltração média acumulada observada.

A fase seguinte consiste na determinação dos parâmetros de infiltração através dos modelos de Horton (1940) e Kostiakov (1932) e dos coeficiente de correlação para os respectivos modelos estudados (Tabela 4.8). O alto coeficiente de correlação (r), de valor 0.992 indica que a melhor função para estimativa da velocidade de infiltração para toda área em estudo é dada pela equação de Horton.

Tabela 4.8: Valores dos parâmetros e coeficientes de determinação dos modelos proposto por Kostiakov e Horton (médias dos 40 teste realizados em campo).

Modelo	V_0	V_f	K_c	a	R
	----- cmh ⁻¹ -----				
Horton	10,02	1,20	3,17	-----	0,987
Kostiakov	10,50	-----	-----	-1,026	0,992

Para confirmação deste resultado, foi construído um gráfico (Figura 4.19), que mostra os valores da velocidade de infiltração calculados pelos dois modelos versus os valores da velocidade observada em campo (valores reais). Por este gráfico, pode-se observar o melhor desempenho do modelo proposto por Kostiakov, dada pela melhor aderência dos pontos à reta ideal. O modelo de Kostiakov tende a subestimar valores baixos no início da infiltração ($1,0 - 5,5 \text{ cmh}^{-1}$) e altos entre ($5,5 - 9,0 \text{ cmh}^{-1}$), mas com boa aderência. Através deste gráfico, pode-se também observar melhor desempenho deste modelo na estimativa da velocidade de infiltração nos primeiros instantes da infiltração do solo. Já o modelo de Horton tende sempre a subestimar a infiltração. O método gráfico de comparação de desempenho é mais informativo do que índices simples como o coeficiente de correlação (JEMES & BURGUES, 1982).

A explicação para o melhor desempenho do modelo proposto por Kostiakov é a simplicidade de utilização da equação e ao curto tempo de leitura ocorrido no campo, para que fosse atingido a velocidade de infiltração constante.

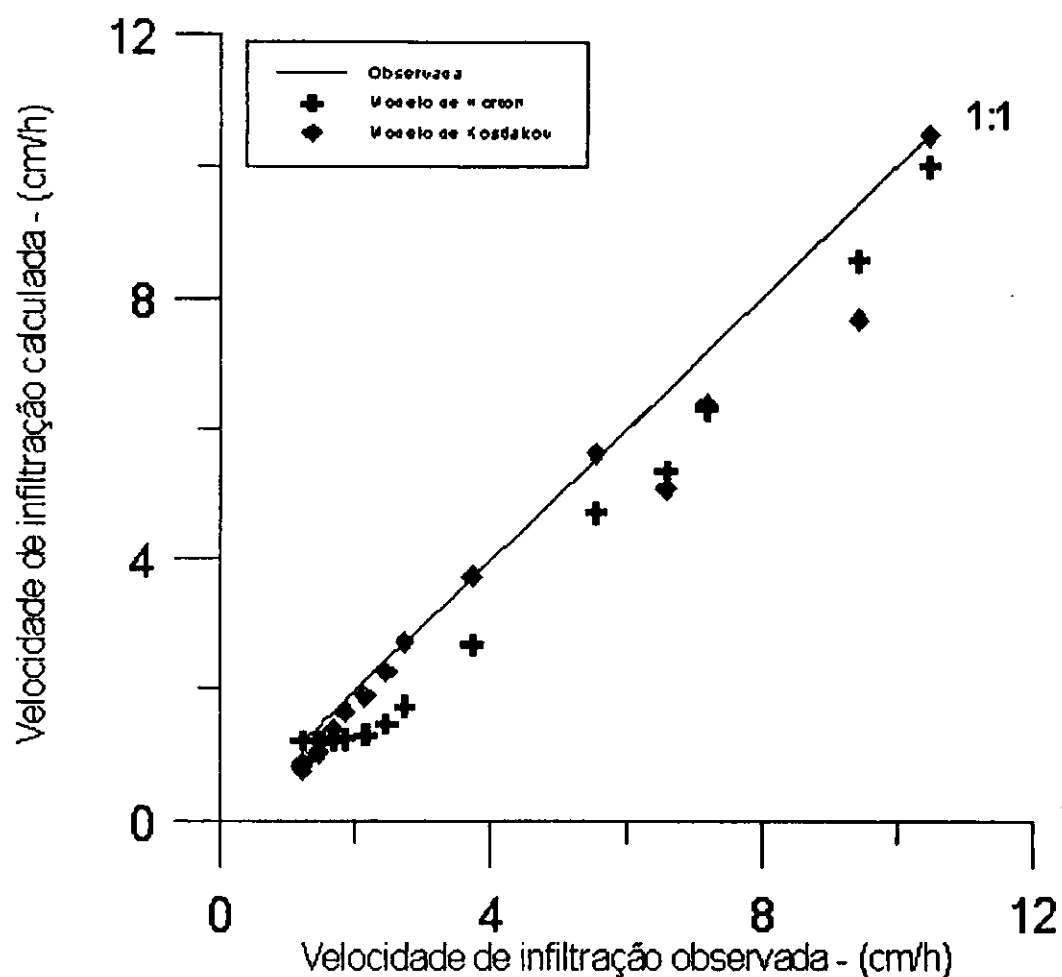


Figura 4.19: Valores médios de velocidade de infiltração observada e calculada pelo modelo de Horton e Kostakov.

4.7 - Condutividade hidráulica saturada

Como descrito no item 3.4.10, durante a infiltração da água no solo, mediu-se sua velocidade de infiltração. Atingida a condição de equilíbrio dinâmico (velocidade de infiltração básica), obtiveram-se, os valores da condutividade hidráulica saturada para os 40 testes de infiltração. Os resultados encontram-se no Apêndice I, juntamente com os valores das velocidades de infiltração inicial e final de cada teste. A partir destes dados foram calculados os parâmetros estatísticos da Tabela 4.9, os quais traduzem o comportamento geral desta variável.

Tabela 4.9: Momentos estatísticos dos dados não transformados da condutividade hidráulica saturada, obtidos a partir dos testes de infiltração de água do solo.

Parâmetros estatísticos	Condutividade hidráulica saturada $K_0^{(3)}$	
	cm/h	
Média amostral	1,20	
Mediana	0,80	
Variância amostral	1,24	
Desvio-padrão amostral	1,12	
Valor máximo	5,49	
Valor mínimo	0,32	
Amplitude total	5,17	
Coeficiente de variação – CV(%)	92,68	
Coeficiente de assimetria	2,31	
Coeficiente de achatamento ou curtose	8,21	

³ Condutividade hidráulica saturada foi calculada segundo o princípio de que a velocidade básica de infiltração é igual à condutividade hidráulica, onde esta velocidade básica corresponde a assintótica horizontal (declividade da curva da taxa de infiltração) igual a -0.01 cm/h.

Analisando os valores da K_0 (Tabela 4.9), pode-se notar que o valor médio da condutividade hidráulica é em torno de $1,20 \text{ cmh}^{-1}$, indicando que toda a área em estudo apresenta classificação moderadamente lenta, de acordo com U.S. Bureau of Plant Industry and Agricultural Engineering (Tabela 2.1).

No geral os valores da condutividade hidráulica apresentam alta variabilidade, indicados pelos altos valores de variância e desvio-padrão, 1,24 e 1,12 respectivamente. Para reforçar a veracidade desta alta variabilidade, foi calculado o CV(%), por ser considerado uma medida relativa e independente das unidades adotadas. O valor obtido de 92,68 %, indica uma alta variabilidade. Warrick e Nielsen, citado por ELINALDO (1995), consideram que um CV(%) maior e igual a 52 % indica elevada variabilidade. Esta variabilidade se deve, provavelmente a heterogeneidade das características físico e hídricas do solo tais como: textura, estrutura, porosidade do solo, que influenciam diretamente na condutividade hidráulica saturada. Erros durante a realização dos testes, embora em pequena escala, podem ser apontados como outras possíveis causas. Outros pesquisadores, também

observaram comportamento idêntico desta variável em relação a sua alta variabilidade (NIELSEN et al., 1973; ALVES, 1979; ELENILDO, 1995; GONÇALVES & FOLLEGATTI, 1995). A presença de rachaduras mais ou menos verticais e galerias de insetos até 120 cm de profundidade, relatados por REZENDE (1971), podem, também, ser incluídas como causa de grande variação nos valores de condutividade hidráulica saturada.

A Figura 4.20, mostra a distribuição de freqüência dos valores observados de condutividade hidráulica. Através deste histograma tem-se uma visão geral da forma da distribuição dos dados medidos, e pode-se notar a presença de algumas lacunas mostrando a grande variabilidade desta propriedade. Esses dados foram submetidos ao teste Qui-quadrado (Apêndice 1).

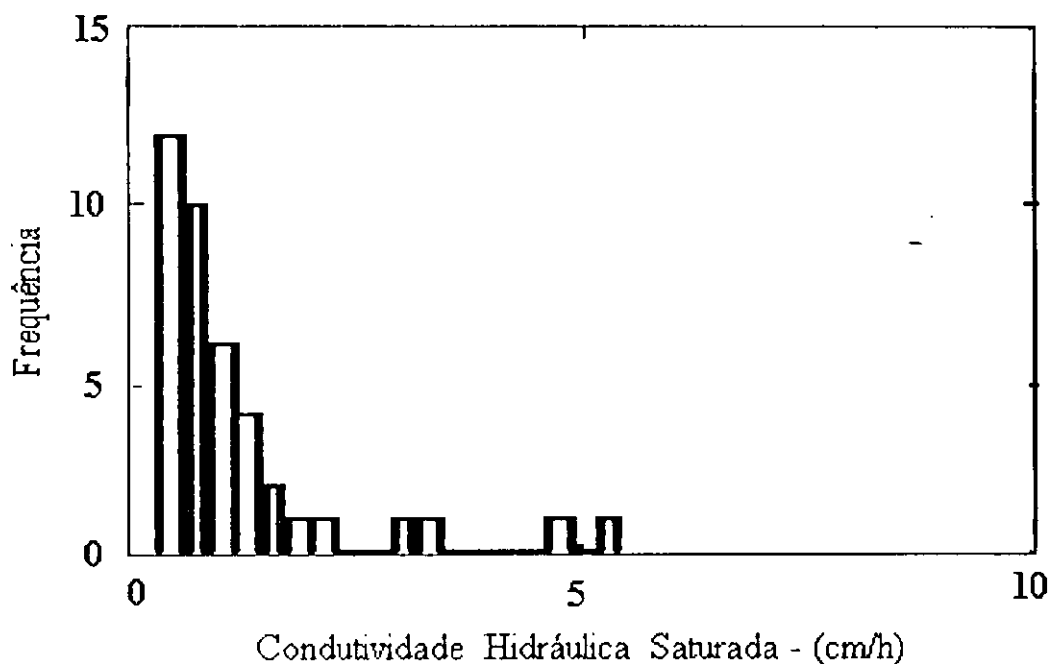


Figura 4.20: Histogramas de freqüências dos dados não transformados da condutividade hidráulica saturada do solo, obtidos a partir dos testes de infiltração de água no solo.

O teste Qui-quadrado, rejeita a hipótese de normalidade dos dados ao nível de 5% de probabilidade. O teste gráfico de probabilidade (Figura 4.21), também ilustra e reforça tais observações.

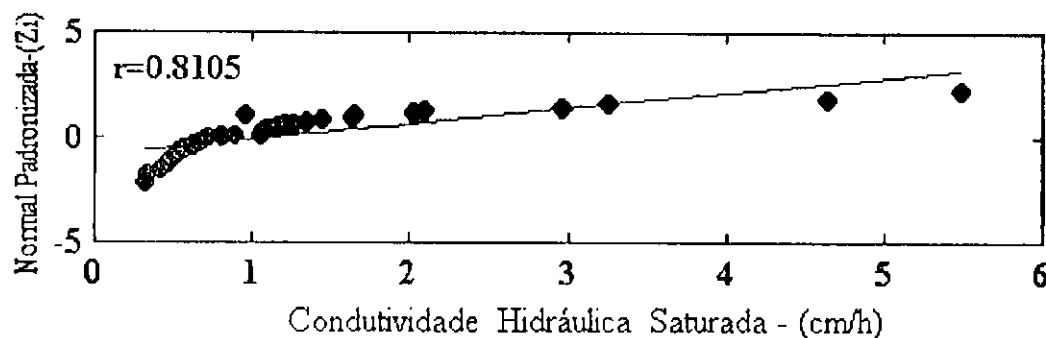


Figura 4.21: Gráfico de probabilidade Normal dos dados da condutividade hidráulica saturada do solo, obtidos a partir dos testes de infiltração de água no solo.

O comportamento do coeficiente de assimetria, de valor igual a 2,31 (Tabela 4.9), também confirma que os dados da condutividade hidráulica saturada não seguem uma distribuição normal indicando assim que a média amostral não é um bom indicador de medida central adequada para caracterização da condutividade hidráulica saturada em toda área.

4.8 – Estimativa do número de amostras

Após verificada a melhor distribuição teórica dos dados obtidos em campo das propriedades físico-hídricas do solo, nos três intervalos de profundidade estudados, bem como para a condutividade hidráulica saturada, obtida a partir dos 40 pontos medidos, calculou-se o número de amostras necessárias para estimar futuras observações. Foi adotado a variação percentual de 10 % em torno das estimativas da média, mediana e do desvio-padrão, uma vez que as propriedades físico-hídricas são parâmetros que apresentam ampla variabilidade e que o erro de determinação do número de amostra utilizado é da ordem de 10 % (REICHARDT, 1987; FERNANDEZ, 1987; ELENILDO, 1995).

A Tabela 4.10 mostra o número de amostras estimada ao nível de 5% de probabilidade e dentro de uma variação de precisão de 10% para as propriedades físicas medidas e nas três profundidades estabelecidas. Observa-se, pela Tabela 4.10, um aumento do número de amostras à medida que aumenta a profundidade para as

propriedades medidas, ocasionada pela maior variabilidade do solo no sentido vertical, como foi observado através das medidas estatísticas de variabilidade; desvio-padrão e coeficientes de variação. Estes resultados refletem a variabilidade destas propriedades medidas com aumento da profundidade, exceto a densidade global e das partículas, que apresentam valores iguais para as três camadas de profundidades, indicando pequena variabilidade destas duas propriedades neste perfil do solo. Dê um modo geral, observa-se na Tabela 4.10, que um menor número de amostras seriam necessário para estimativa da média destas propriedades estudadas, com algumas exceções, como é o caso da condutividade hidráulica saturada, da água disponível e dos percentuais de separados texturais: silte e argila.

A necessidade de um grande número de amostras para estimar os parâmetros dentro dos níveis de probabilidade desejadas pode ser impraticável, dada as dificuldade da amostragem, principalmente no que se refere a disponibilidade de pessoal e recursos financeiros.

Tabela 4.10: Número de amostras necessárias para estimar as médias das propriedades medidas com 10 % de precisão, ao nível de 5% de probabilidade.

Propriedades Medidas	Intervalos de profundidades (cm)		
	0 – 30	30 – 60	60 – 90
% Areia	6	10	13
% Silte	18	60	67
% Argila	39	46	73
Densidade global	1	2	1
Densidade das partículas	1	1	1
Porosidade total	3	5	4
Capacidade de campo	15	38	42
Ponto de murcha permanente	10	40	44
Água disponível (0.1-15 bar)	29	53	61
Condutividade hidráulica	245		

4.9 – Análise dos resultados por parcela

Com o objetivo de analisar o comportamento dos dados em cada parcela, procedeu-se ao cálculo das propriedades físico-hídricas para cada uma de estas (total de 10) e com os resultados foram construídas as Figuras 4.22 a 4.25.

As Figuras 4.22 a 4.24 apresentam as características físico-hídricas para as profundidades 0-30 e 30-60cm, respectivamente. Analisando as Figuras 4.22 a 4.24, observa-se que a densidade global e da partículas estão dentro dos valores normais estabelecidos pela Sociedade Internacional da Ciência do Solo. Comportamento idêntico foi encontrado para a porosidade total. Observa-se uma pequena variação entre os valores médios entre parcelas indicando pequena variabilidade espacial tanto em profundidade como entre os diferentes locais amostrados da densidade global e porosidade total e, uniformidade nos valores médio da densidade das partículas indicando ausência de variabilidade espacial no sentido vertical e nem entre postos, confirmando assim, os resultado encontrados para toda área experimental.

Para as propriedades hídricas, capacidade de campo, ponto de murcha permanente e água disponível, pode-se observar que os maiores valores destas propriedades apresentam-se na camada superficial e que existe discrepância significativas no valores médios entre as parcelas para as três profundidades, mostrando assim grande variabilidade. Observa-se ainda nas Figuras 4.22 a 4.24 que todas as parcelas apresentaram textura franco-arenosa para as três profundidades, com exceção das área 08 e 09 nas profundidades 0-30 e 30-60 cm que apresentaram textura franco.

A Figura 4.25 apresenta os valores médios por área dos dados de condutividade hidráulica saturada. Observa-se uma grande variação entre parcelas, confirmando a grande variabilidade tanto na horizontal como na vertical como foi visto para toda a área estudada. O maior valor da condutividade hidráulica (2,83 cm/h) apresenta-se na parcela 01, indicando que esta é moderada nestes solos, de acordo com o U.S. Bureau of Plant Industry and Agricultural Engeneering (Tabela 2.1). Ainda como pode se observado na Figura 4.25, para cada parcela ajustou-se um equação teórica para a velocidade de infiltração e infiltração acumulada, tendo utilizado o modelo de Kostiakov na qual mostrou melhor desempenho para estimação da velocidade de infiltração, comparada com o modelo Horton.

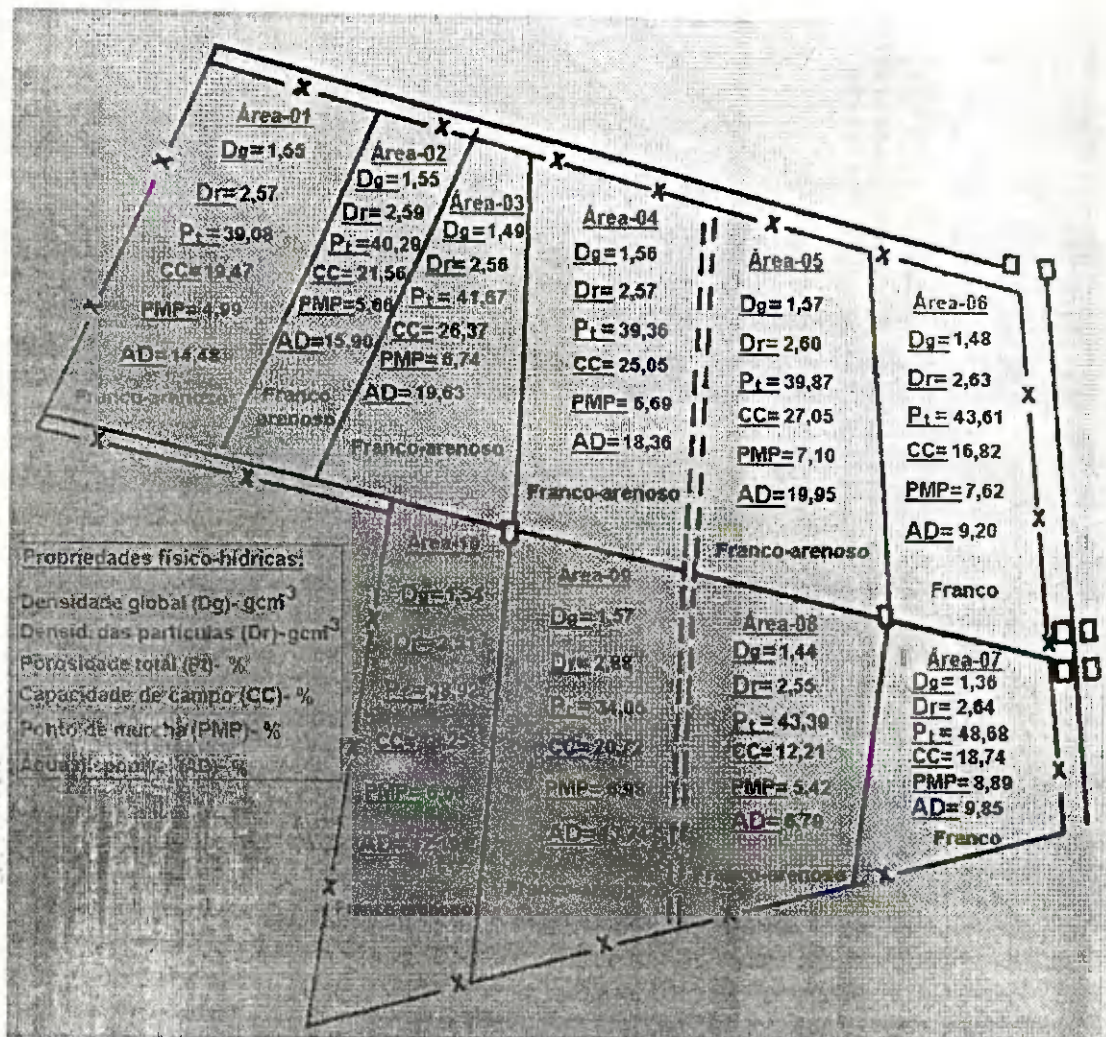


Figura 4.22: Mapa por área das propriedades físico-hídricas; densidade global e das partículas, porosidade total, capacidade de campo, ponto de murcha permanente e água disponível na profundidade de 0-30 cm.

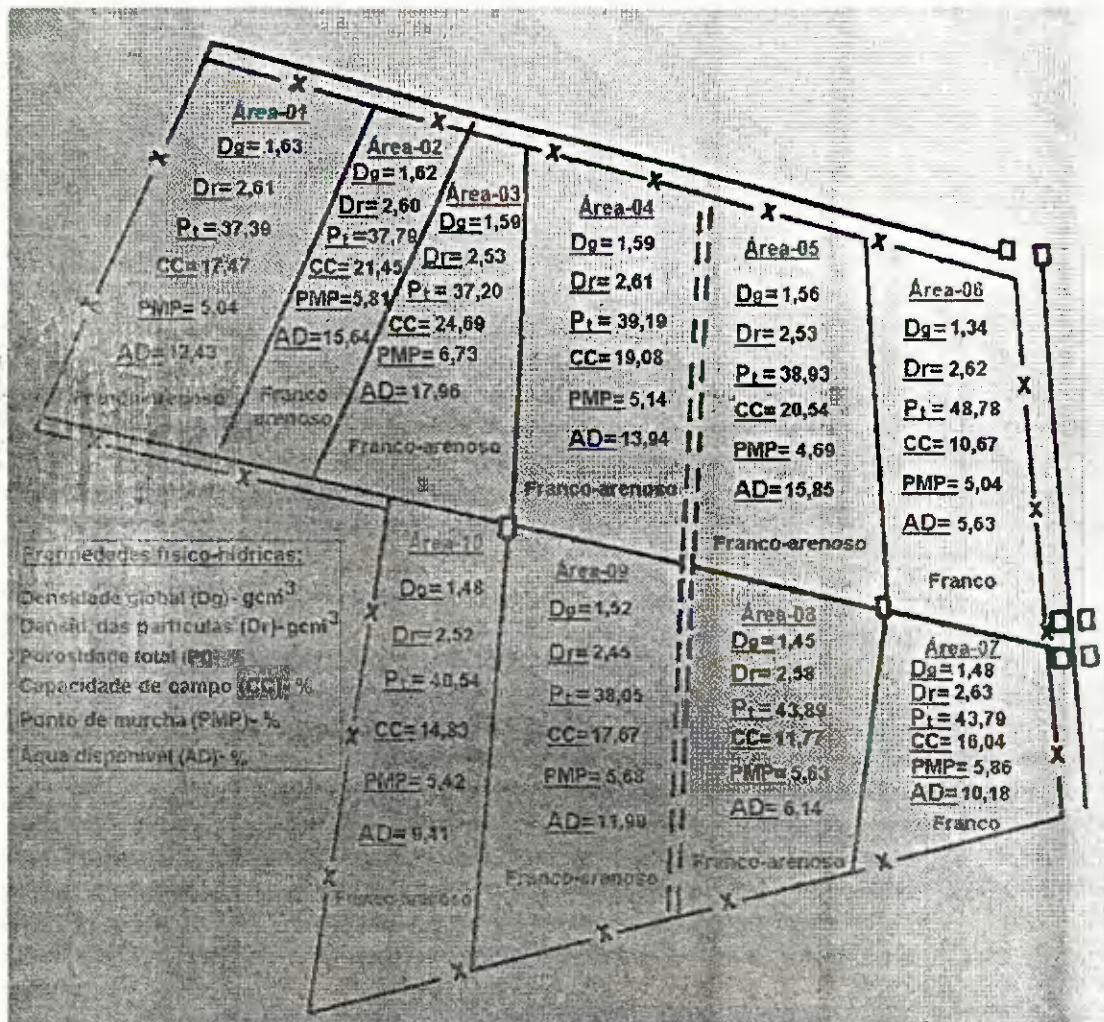


Figura 4.23: Mapa por área das propriedades físico-hídricas, densidade global e das partículas, porosidade total, capacidade de campo, ponto de murcha permanente e água disponível na profundidade de 30-60 cm.

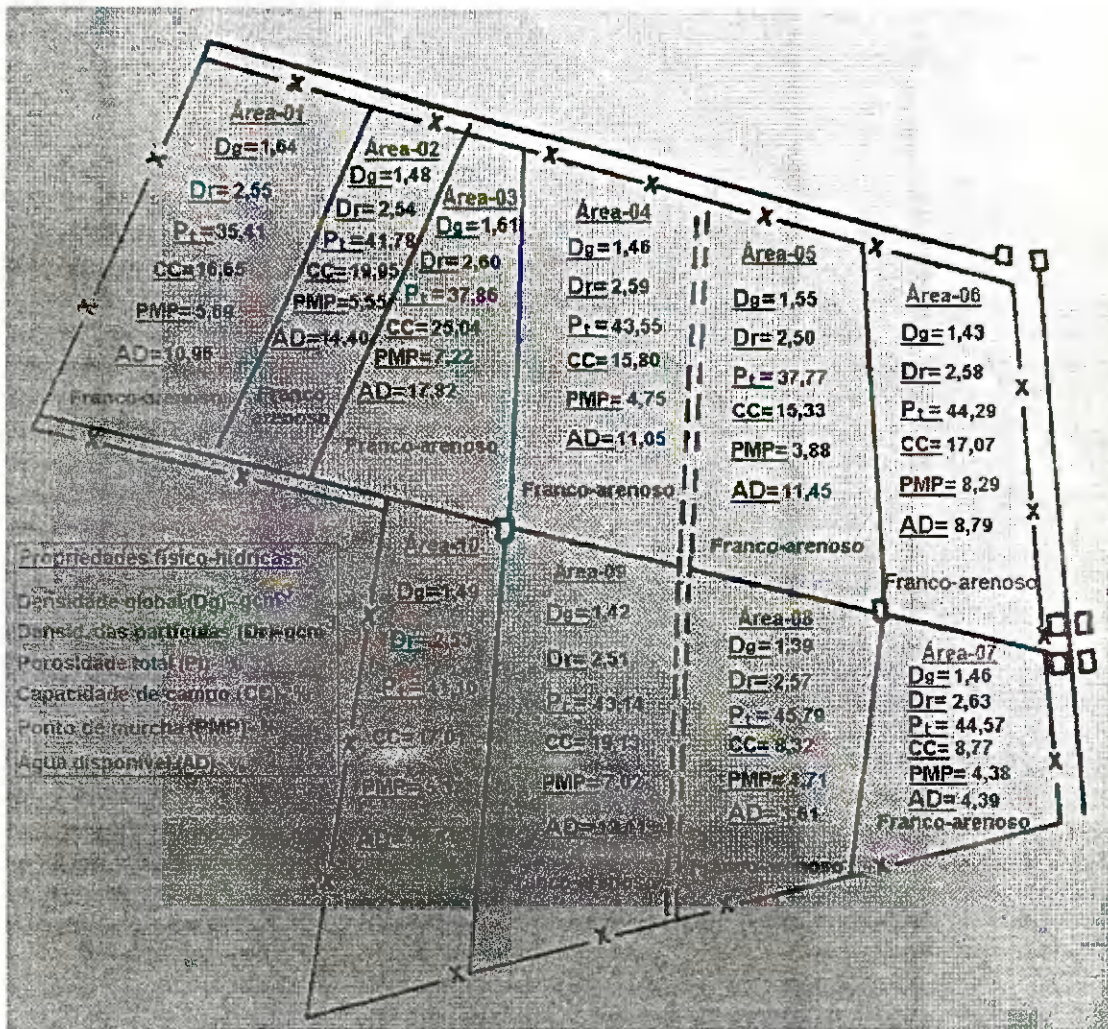


Figura 4.24: Mapa por área das propriedades físico-hídricas; densidade global e das partículas, porosidade total, capacidade de campo, ponto de murcha permanente e água disponível na profundidade de 60-90 cm.

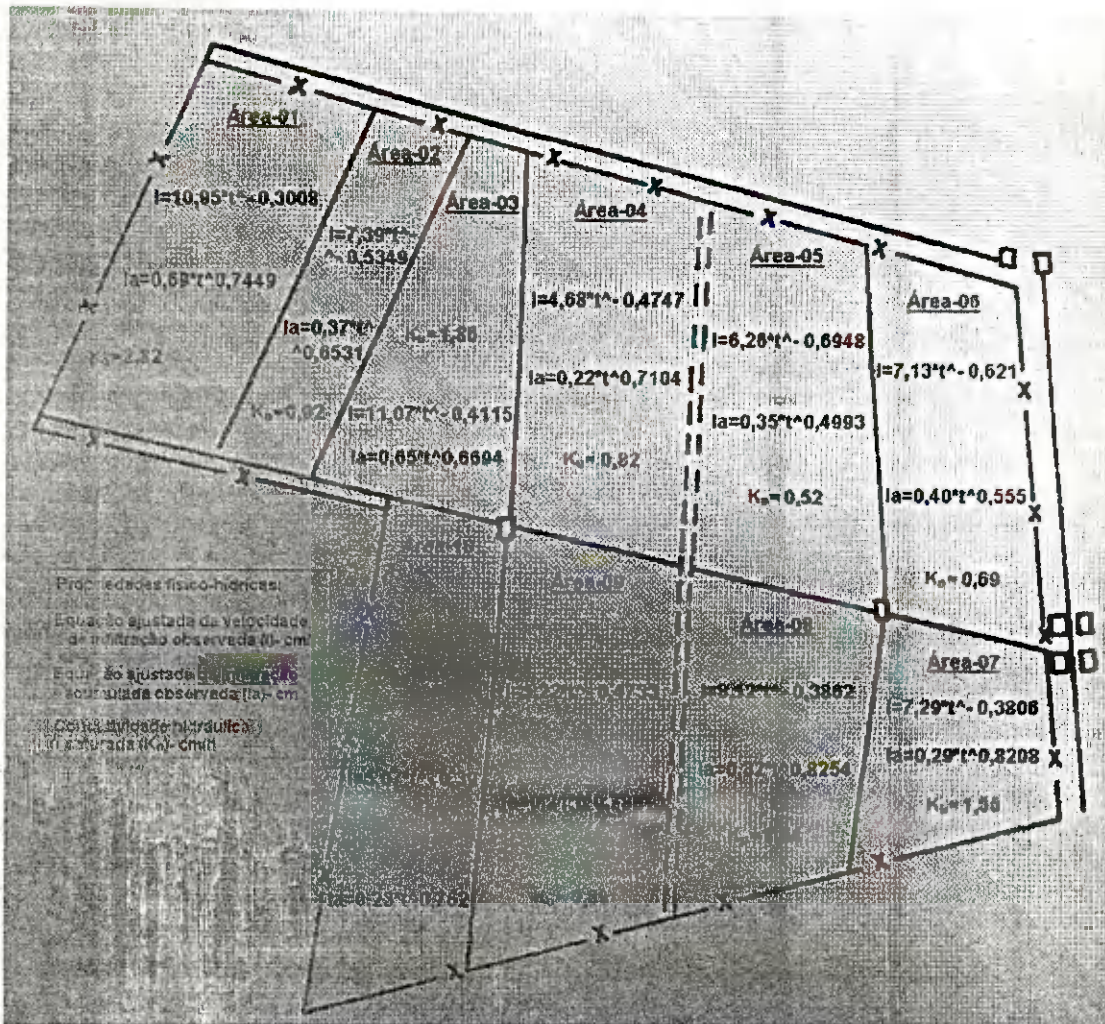


Figura 4.25: Mapa por área da propriedade físico-hídrica condutividade hidráulica saturada e das equações ajustadas da velocidade de infiltração e infiltração acumulada, através do modelo Kostiakov.

Capítulo 5

Conclusões

CARACTERÍSTICAS FÍSICO - HÍDRICAS

a - Os solos da área estudada são, em geral, de textura média, com predominância do franco-arenoso. Os resultados da distribuição do tamanho das partículas revelam altos percentuais de areia e moderados de argila bem como um aumento do conteúdo de areia com a profundidade.

b - A densidade global mostrou-se muito semelhante através de todo o perfil do solo. Comportamentos idênticos foram observados para a densidade das partículas e porosidade total.

c - Os valores médios da umidade a capacidade de campo, ponto de murcha permanente e água disponível, para as três profundidades, são de moderados a ligeiramente baixos, correspondendo os maiores valores a camada superficial.

d - Observa-se pelas curvas características de umidade que cada profundidade do solo em estudo, exibe um comportamento diferente no que se refere à capacidade de reter e armazenar água, reflexo das propriedades físicas do solo. Em particular as camadas 30-60 e 60-90 cm apresentam curvas muito semelhantes.

e – A área em estudo apresenta condutividade hidráulica moderadamente lenta, de acordo com U.S. Bureau of Plant Industry and Agricultural Engineering.

f - Os estudos de infiltração revelaram alguns aspectos importantes:

- - O solo da Estação Experimental de São Gonçalo, apresenta valores baixos de velocidade de infiltração, infiltração acumulada e velocidade de infiltração básica durante todo o processo de infiltração de água no solo.
- - O modelo de Kostiakov usado para estimar a infiltração, apresentou desempenho superior em relação ao modelo de Horton.

VARIABILIDADE ESPACIAL

a - Os percentagens de areia, silte e argila apresentaram distribuição normal para as três profundidade do solo estudada e altos coeficiente de variação, indicando desuniformidade na textura do solo nas camadas profundas.

b - A densidade global apresentou distribuição normal para as três camada de profundidade e baixos valores de desvio-padrão e coeficiente de variação, indicando uma pequena variabilidade entre os pontos amostrados e com aumento da profundidade, apesar de que praticamente não existir diferença significativa nos valores entre profundidades. A porosidade total como é uma consequência física e matemática da densidade global do solo, apresentou similar comportamento.

c - A densidade das partículas não apresenta variabilidade espacial no sentido vertical e nem entre pontos. Também constata que os dados da densidade das partículas seguem distribuição normal, para as três profundidade estudada.

d - As propriedades hídricas, capacidade de campo, ponto de murcha permanente e água disponível mostram grande variabilidade, indicados pelos altos valores dos parâmetros estatísticos; desvio-padrão, coeficiente de variação e amplitude total. A distribuição de frequências desta três propriedades seguiram

distribuição normal ao nível de 5% de probabilidade, de acordo com o teste Qui-quadrado.

e - Os parâmetros estatísticos desvio-padrão e coeficiente de variação elevados no início da infiltração e decair até um valor praticamente constante, mostram grande variabilidade temporal da velocidade de infiltração e de infiltração acumulada de água no solo.

f - Das propriedades medidas, a condutividade hidráulica saturada apresentou a maior variabilidade espacial.

g - Observou-se, uma aumento do número de amostras à medida que aumenta a profundidade para as propriedades medidas, ocasionada pela variabilidade do solo no sentido vertical, como foi observado através das medidas estatísticas; desvio-padrão e coeficientes de variação. A profundidade que exigiu maior número de amostras necessária para estimar a média dentro de 10% de precisão, para as características medidas, foi a de 60 a 90 cm.

h - O número de amostras retirada em cada profundidade foi maior que o necessário para estimar a média dentro do limite especificado principalmente para as seguintes propriedades; densidade global, densidade das partículas, porosidade total e a percentagem de areia, com exceção da condutividade hidráulica, da água disponível e dos percentuais de separados texturais: silte e argila, onde o número de amostras retiradas foi bem menor que o necessária para estimar a média verdadeira para toda a área em estudo.

Referências Bibliográficas

- AFONSO, P.G.(1988). **Geostatística Operacional**. Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília-DF, 135 p.
- AGUIAR, M.C. (1983). **Variabilidade Espacial de Características Físicas Químicas em Solos Salino - Sódico**. Ciências. Agronômicas, Fortaleza, 1(14): 149-156.
- ALVES, F.P. (1979). **Variabilidade da Condutividade Hidráulica saturada, Densidade aparente e da distribuição do tamanho das Partícula de um Pedrológico Vermelho-Amarelo**. Universidade Federal de Viçosa-UFV, Minas Gerais, 55 p. (Dissertação de Mestrado)
- ALVES, H.V. (1977). **Comportamento de Quatro Infiltrômetro na Determinação da Velocidade de Infiltração Básica da Água no Solo**. Universidade Federal de Viçosa-UFV, Minas Gerais, 43-44 p. (Dissertação de Mestrado)
- AMARAL, E.; BATISTA, S.J. & BASSOLS, M.C. (1975). **Análise Harmônica das Temperaturas do Solo em Pelotas**. Rio Grande do Sul, RS, 105 p. (Dissertação de Mestrado)
- AMÉRICO, J.L (1979). **Características Físicas e fator de Erobilidade de Quatro Solos Representativos do Município de São Mamede Paraíba-Areia**. Departamento de Solos e Engenharia Rural, CCA/UFPB, 87 p. (Dissertação de Mestrado)
- ANDERSON, S.N. & CASSEL, D.K. (1986). **Statistical and Autoregressioive Analysis of Soil Physical Properties of Ports Mout Sandy Loam**. **Soil Science Society of America Journal**, 50(V): 196-104.

- ANJOS, J.T.; UBERTI, A. A.; VIZZOTTO, J.V; LEITE, S.G.; KRIEGER, M. (1994). **Propriedades Físicas em Solos sob Diferentes Sistemas de uso e Manejo.** Revista Brasileira de Ciência do Solo, Campinas-SP, 1(18): 139-145.
- ANTONIO, F.C & DORFMAN, R. (1986). Manual de Ensaio de Laboratório e Campo para Irrigação e Drenagem. Editora Nobel, 125-146 p.
- AURÉLIO, C.G.L., (1992), **Estudo da Variabilidade Espacial da Infiltração: Aspectos Teóricos e Experimentais.** Universidade Federal da Paraíba-UFPB, Curso de Pós-graduação em Engenharia Civil, 142 p. (Dissertação de Mestrado)
- BATISTA, L.F. (1977). **Aplicação de N, P e S₃₅ e Seus Efeitos na Cana-de-açúcar.** Escola Superior de Agricultura-ESA, Luiz de Queiroz, São Paulo-Energia Nuclear na Agricultura, 105 p. (Dissertação de Mestrado)
- BAVER, L.D. (1938). **Soil Permeability in Relation to Noncapillary Porosity.** Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 3:52-4.
- BAVER, L.D.; GARDNER, W.H.; GARNER, W.R. (1972). **Soil Physics.** John Wiley Sons., Inc. New. York, U.S.A.,492 p.
- BERNARDO, S. (1971). **Água no Solo.** Universidade Federal de Viçosa-UFV, 26 p.
- BERTRAND, R. (1965). Rate of water in Take in the Field. **Agronomy Mograf. p (09), Part 1.** Academic Press, New York, 197-202 p.
- BLACK, C. (1965). **Methods of Soil analysis. Physical and Mineralogical Properties Including Statistics.** Inc., Agronomy- Mograf. (09) Part.1, 26 p.
- BORGES, E.A.; FERNANDEZ, M. (1981). **Correlação entre Capacidade de Campo Determinado in situ.** Agropecuária Técnica, São Paulo, 1(2): 50-61.
- BOUYOUCOS, G.J. (1951). **The Hydrometer Method for Studying.** Soil Sci, 5(25): 367-371.

- BUSSAB, W.O. (1988). **Análise de Variância de Regressão**. São Paulo-2 ed., 146 p.
- CADINA, Z.A.; LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K. (1980). **Variabilidade Espacial da Condutividade Hidráulica em um Latossolo Vermelho-Amarelo Textura Média no Campo**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Campinas-SP, 4: 63-66.
- CAMPOS, H. (1979). **Estatística Experimental não Paramétrico**. Piracicaba – ESALQ, 343 p.
- CARVALHO, E.A. (1978). **Caracterização Física de Três Solos do Município de Areia-Paraíba**. Universidade Federal da Paraíba-UFPB, Campina Grande-PB, 102 p. (Dissertação de Mestrado)
- CARVALLO GUERRA H.O.; CASSEL, D.K.; HAMMOND J.; BAUER, A. (1976). **Spatial Variability of Situ Unsaturated Hydraulic conductivity of Mattock Sandy Loam**. Soil Science, 121: 1-18.
- CARVALLO GUERRA, H.O. & AZEVEDO, H.M. (1975). **Determinação da Condutividade Hidráulica não Saturada, baseada na Curva de Retenção de Água do solo**. In: Seminário Nacional de Irrigação e Drenagem, Fortaleza.
- CARVALLO GUERRA, H.O. & GHEYI, H.R. (1984). **Spatial Variability of Soil Properties in Reclaimed Strip-mined Lands**. Pesq. Agropec. Bras., Brasília, 11(18): 1249-1256.
- CAVALCANTE, F.L. & FERNANDEZ, B.M. (1979). **Determinação da difusividade e Condutividade Hidráulica Durante a Infiltração Horizontal**. Anais Agropecuários do Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal da Paraíba, 60-65 p.
- CAVAZZA, F. (1973). **Correlation of Field Capacity between open Field and Laboratory determinations**. Em: Physical Aspects of Soil Water and Salts in

- Ecosystems. Ed. A. Hades et al. Springer-verlag Berlin-Heidelberg-New York, 187-193.
- COELHO, L.M. (1974). **Spatial Variability of Water Related Soil Physical Properties**. The University of Arizona – Tucson, 130 p. (Tese Ph.D.)
- COSTA NETO, P.L. (1990). **A Estatística**. 10 ed.: Edgard Blucher, São Paulo, 160 p.
- DAVIS, J.C. (1973). **Statistics and Data Analysis in Geology**. New York - John Wiley, 550 p.
- DAY, R.R. (1953). **Experimental Confirmation of Hydrometer Theory**. Soil Sci. Soc. Am., 3(75): 181-186.
- EDMAR, J.K. (1979). **Manual de Edafologia Relação Solo-Planta**. Ed. Agronômica CERES LTDA, São Paulo, 262 p.
- ELENILDO, J.O. (1995). **Parâmetros Hidrodinâmicos de um Solo de Várzea para Fins de Drenagem Subterrânea**. Escola superior de agricultura de Lavras, Viçosa-Lavras, 167 p. (Tese)
- FERNANDEZ, B.M. (1980). **Relação Solo - Água-Planta**. Programa de Treinamento e Capacitação de Recursos Humanos em Irrigação - Escola Superior de Agricultura de Mossoró - RN, 230 p. (Monografia-01)
- FERNANDEZ, B.M. (1987). **Prática de Física de Solo-Programa de Treinamento e Capacitação de Recurso Humanos em Agricultura Irrigada**. Escola Superior de Agricultura de Mossoró - RN, 98 p.
- FERNANDEZ, B.M.; CAVALCANTE, F.L.; BORGES, E.A. (1977). **Comparação Entre os Valore Condutividade Hidráulica Calculados e Medidos**. Agropecuária Técnica, 1: 94-103.

- FERNANDEZ, B.M.; LUQUE, J.A; PAOLINI, J.D. (1971). **Análisis de la Infiltración y su Aplicación para Dimensión de Riego em el Valle Inferior del Río Colorado**. Suelos, Publicación 13, Instituto Nacional de tecnologia Agropecuaria- Buenos Aries, 29 P.
- FISHER, R.A. (1956). **Statistics Methods and Scientific Inference**. Edinburg Oliveira and Boyd, 175 p.
- FONSECA, J.S.; MARTINS, G.A.; LUCIANO, G.T (1985). **Estatística aplicada**. 2 ed. São Paulo, 265 p.
- FORSYTHE, W.M. (1973). **Densidad de las Partículas del suelo, Metodo con água y con Kerosene**. In: Curso de Física de Suelo-Turrialba, IICA, 14 p.
- FRAZÃO, A.(1981). **Características Físicas e Químicas de um Latossolo Vermelho Amarelo Submetido a Diferentes Sistemas de Manejo**. Curso de Pós-graduação em Engenharia - Civil- UFPB - Centro de Ciências Agrárias, 87 p. (Dissertação de Mestrado)
- GAIRON, S. (1973). **Important Soil Characteristics relevant to irrigation**. In: Yarn, et al. **Arizona Irrigation**. Ecological Studies, 4, Springer-verlag, New York, 227-27 p.
- GAVANE, S.A. (1973). **Relaciones Suelo-Maquinaria y Cultivo em Secano**. In: Física de Suelo México, Limusa Wiley, 257-78 p.
- GOMES, C.C. & CARVALLO, H.O.G. (1994). **Uso da Curva de Retenção de água do Solo na Determinação de Propriedades Físico-Hídricas Importantes para Elaboração de Projetos de Irrigação**. Agro-Ciência, Universidade de Concepcion- Chillan- Chile, 2(10): 117-122.
- GONÇALVES, S.C.A. & FOLEGATTI, N.V. (1995). **Variabilidade Espacial de Propriedade Física do Solo, ao Longo de uma transeção em área Irrigada**

- por **Pivô central**. In: Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola- 24, Universidade Federal de Viçosa-Minas Gerais, 190 p.
- GONZAGA, L.M. (1983). **Estatística Básica de Probabilidade**. PUC-Pontifícia Universidade Católica de São Paulo, 185 p.
- GROHMANN, F. (1960). **Distribuição e Tamanho de Poros em Três Tipos de Solo do Estado de S. Paulo**. *Bragantia*, 21(19): 320-327.
- HADAS, A. (1973). **Physical Aspects of Soil Water and Slots in ecosystems**. Ecological Studies - 4, Springer-verlag, Berlin- Heidelberg-New York, 460 p.
- HARO, L.F.; FERNANDEZ, B.; ROCUANT, L. (1973). **Efectos de La Cubierta Vegetal em las Propriedades Químicas y Físicas de los Suelos Forestales. I. Suelos Constituicion y Completo Constitucion-Curanipe**. Universidad de Concepción-Eseuela de Agronomía - Chillán, Chile, 65 p. (Dissertação de Mestrado)
- HIDROSERVICE ENGENHARIA DE PROJETOS LTDA (1970). **Projeto de Trabalho de Recuperação hidro-Agrícola da Bacia de Irrigação de São Gonçalo**. Levantamento detalhado dos Solos IV, 140 p.
- HILLEL, D. (1971). **Soil and Water: Physical Principles and Processes**. New York: Academic Press, 29 p.
- HORTON, R.E. (1940). **An Approach Toward a Physical Interpretation of Infiltration Capacity**. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 5: 417-399.
- JEMES, L.R. & BURGUESS, S.J. (1982). **Selection, Calibration, and Testing of Hydrologic Models**. In: HAAN, C.T., ed. *Hydrologic Modeling of Small Water heds*. St. Joseph, ASAE, 437-471 p. (Monografia 5)
- JORGE, J.A. (1986). **Física e Manejo dos Solos Tropicais**. Instituto Campineiro de Ensino Agrícola – Campinas. 327 p.

- KIRD, C.; HARDARSON, F.; ZAPATA, J.; REICHARDT, K (1986). **Spatial Variability of Root Water Status and Symbiotic N₂ Fixation**. In: Proceeding of Regional Workshop on Nuclear techniques, São Paulo, 239-246 p.
- KLAR, A.E. (1984). **Água no Sistema Solo-Planta-Atmosfera**. Editora Nobel, São Paulo, 52 p.
- KLAR, A.E. (1988). **Água no Sistema Solo-Planta-Atmosfera**. Editora Nobel, São Paulo, 408 p.
- KOSTIAKOV, A.N (1932). **On the Dynamics of the Coefficient of Water-Percolation in Soils and the Necessity of Studying in from a Dynamic Point of View for purposes of Amelioration**. Trans. Com. Int. Soc. Soil Sci. 6th. Moscow, Part A., 17 -21 p.
- LIBARDI, P.L. (1995). **Dinâmica da água no solo**. Piracicaba – ESALQ, 497 p.
- LIBARDI, P.L.; PREVEDELLO, C.C.; PAULETTO, E.A. & MORAES, S.O. (1986). **Variabilidade Espacial da Umidade, Textura e Densidade de Partículas ao Longo de uma Transição**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Campinas - SP 2(10): 85-90.
- LUIZ, S.O. (1977). **Efeitos da Carga Hidráulica, da Profundidade de Instalação do cilindro Interno e do Diâmetro do cilindro Externo, na Determinação da Velocidade de Infiltração Básica (VIB), Pelo Infiltrômetro de Anel**. Universidade Federal de viçosa-UFV - Minas Gerais, 32 p. (Dissertação de Mestrado)
- MATHERON, G. (1985). **Traité de Géostatistique Appliqué**. Ed. technip, Paris, 265p
- NIELSEN, D.R.; BIGGAR, W.; ERN, K.T.(1973). **Spatial variability of field measures soil-water properties**. Hilgardia 7(42):215-259.

- NIELSEN, D.R.; JAKSON, R.D.; CARY, J.W.; EVANS, D.D. (1972). **Soil Water**. American Society of Agronomy and Soil Sci. of Amer. - Madison, 165 p.
- NIELSEN, D.R.; TILLOTSON, P.M.; VIEIRA, S.R. (1983). Analyzing Field measured Soil-Water Properties. **Agr. Management**, 6: 93-109.
- PEREIRA, M.N. (1971). **Caracterizacion Física de los Suelos del área de Regadro del embalse Coihuecro**. Escuela de Agronomia. Universidad de Concepcion-Chillán, Chile, - Chile, 111 p. (Dissertação de Mestrado)
- PETER, D.B. (1965). **Water Availability**. In: Black, C.A. et al. **Methods of Soil Analysis; Part. 1 Physical and Mineralogical properties Including statistics of measurement and sampling**. American Society of Agronomy Inc. ,Madison, 4: 279-80.
- PHILIP, J.R. (1957). **The theory of Infiltration: 5. The Influence of the Initial Moisture Content**. *Soil Science*, 4(84): 329-339.
- PIMENTEL, F.G. (1984). **A Estatística Moderna na Pesquisa Agropecuária**. Piracicaba- São Paulo, 160.
- REICHARDT, K. (1974). **Física dos Processos de transferência no Sistema Solo-Planta-Atmosfera**. Rev. Piracicaba (Publicação) do Centro de Energia Nuclear na Agricultura - CENA, Piracicaba -ESLAQ, 265 p.
- REICHARDT, K. (1987). **A Água em Sistema Agrícolas**. Universidade de São Paulo-USP - Piracicaba- São Paulo, 186 p.
- REICHARDT, K.; VIEIRA, S.R.; LIBARDI, P.L. (1986). **Variabilidade Espacial de Solos e Experimentação de Campo**. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas - SP, 1(10): 1-6.
- REICHARDT, K.; ZAPATA, F.; HARDARSON, G.; AXMANN, H. (1984). **Evaluation of Soil-Water and Plant Nitrogen Status by Nuclear techniques**.

In: Crop Proceedings of the Regional Workshop on Nuclear Techniques - in Crop Production, CENA, Piracicaba-SP, 239-246 p.

REICHARDT, K; GROHMANN, F.; LIBARD, P.L.; NASCIMENTO, V.F. (1978). **Condutividade Hidráulica Saturada de um Perfil de Terra Roxa Estruturada (Alfisol)**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Campinas-SP, 2: 21-24 p.

REZENDE, S.B (1971). **Estudo de Cronotoposequência em Viçosa**. Universidade Federal de Viçosa - MG, 71 p.

RICARDO, S.R. (1995). **Mapeamento Geoestatística de Propriedades Geológico - Geotécnicas obtidas em Sondagens de Simples Reconhecimento**. EESC-USP, São Carlos-SP, 185 p. (Tese)

ROWLES, W. (1948). **Physical Properties Related to Structure of Saint Rosalie Clay and Their Seasonal Variation**. Sci. Agr., 178: 558-73.

SALTER, P.J. & WILLIAMS, J.B. (1965). **The Sinfulness of Textura on the moisture Characteristics of Soil II Available Water Capacity and Moisture Release Characteristics**. Soil Sci., 2(16): 310-317.

SILVA, A.P.; LIBARDI, P.L.; VIEIRA, S.R. (1989). **Variabilidade Espacial da Resistência á Penetração de um Solo Latossolo Vermelho-Escuro ao Longo de uma Transeção**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Campinas-SP, 1(13): 1-15.

SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA, (1965). **Committee Report. Glossary of Soil Science Terms**. Soil Sci. Soc., Paragliding 3(20): 330-51.

STAPLE, J.W. (1975). **The Influence of Size Distribution on the Bulk Density of Uniformly Packed Glass Particles**. Soil Sci. Soc. Amer. 39: 404-408.

- TALSMA, T. & FLINT, S.E. (1958). **Some Factors Determining the Hydraulic Conductivity of Subsoil's with special Reference to Tile Drainage Problems.** Soil Science, 4(85): 198-206.
- UHLAND, R.H. (1949). **Physical Properties of Soil as Modified by Crops and Management.** Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 6(14): 361-66.
- VACHAUD, G.; PASSERAT, D.; SILANS, A.; BALABANIS, P.; VAUCLIN, N. (1985). **Temporal Stability of Spatially Measured Soil Water Probability Density Function.** Soil Sci. Soc. Am., Madison, 49: 822-82.
- VAUCLIN, N.; VIEIRA, S.R.; BERNARD, R.; HATFIELD, J.L. (1982). **Spatial Variability of Surface Temperature along Two Transects of a bare Soil.** Water Resources Res., Washington, 18: 1677-1686.
- VERME, T.R.; TOOGOOD, J.A. (1969). **Infiltration Rate Into Soils of the Eminent Area and rainfall Intensities.** Journal of Soil Science - Canadian, 1(49): 103-09.
- VIEIRA, M.J. & MUZILLI, O. (1984). **Características Físicas de um Latossolo Vermelho-Escuro sob sob Diferentes Sistemas de Manejo.** Pesq. Agrop. bras., Brasília, 7(19): 873-882.
- VIEIRA, S.R.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. (1981). **Spatial Variability of Field measured Infiltration Rate.** Soil Science Society of America, 45: 140-8.
- VILLAGRE, M.M.; MATSUMOTO, O.M.; BACCHI, O.S.; MORAIS, S.O. (1988). **Tensiometro e Variabilidade em terra Roxa Estruturada.** Revista Brasileira de Ciência do Solo, Campinas - SP, 12: 205-210.
- VOMOCIL, J.A. (1965). **Porosity.** New York, Academic Press, 9(1): 299-314. (Agronomy Monograph)

WARRICK, A.W. & NIELSEN, D.R. (1980). **Spatial Variability of Soil Physical Properties in the Field**. In: Hillel, D. ed. *Application of Soil Physics*, New York: Academic Press, 13: 139-4.

WIERSUM, L.K. (1957). **The Relationship of the Size and Structural Rigidity of Their Penetration by Roots**. *Plants and Soil*, 9: 75-85.

Apêndice

Apêndice A: Valores das percentagens dos separados texturais (areia, silte e argila), densidade aparente, densidade das partículas e porosidade total, para as três profundidades do solo (0-30, 30-60 e 60-90cm).

Número de amostras	Areia(%)			Silte (%)			Argila (%)			D _G (gcm ⁻³)			D _r (gcm ⁻³)			P _t (%)		
	0-30	30-60	60-90	0-30	30-60	60-90	0-30	30-60	60-90	0-30	30-60	60-90	0-30	30-60	60-90	0-30	30-60	60-90
1	67.02	71.68	71.03	24.24	20.19	22.24	8.74	8.13	6.73	1.54	1.65	1.66	2.59	2.62	2.63	40.53	37.02	36.88
2	72.07	70.19	68.83	20.2	23.12	24.4	7.73	6.69	6.77	1.48	1.64	1.66	2.63	2.57	2.59	43.73	36.19	35.91
3	76.17	82.34	81.29	17.12	13.00	13.03	6.71	4.66	5.68	1.57	1.62	1.63	2.59	2.62	2.56	39.38	38.17	36.33
4	60.94	58.81	63.15	32.34	35.46	29.15	6.72	5.73	7.7	1.61	1.62	1.62	2.48	2.62	2.40	35.08	38.17	32.50
5	62.01	58.85	62.94	29.66	34.41	30.33	8.33	6.74	6.73	1.53	1.58	1.46	2.60	2.61	2.51	41.51	39.46	41.83
6	71.1	76.18	79.1	22.79	19.13	14.35	6.11	4.69	6.55	1.59	1.78	1.54	2.62	2.60	2.61	39.31	31.54	41.00
7	62.96	48.76	59.9	30.31	42.48	33.36	6.73	8.76	6.74	1.59	1.54	1.41	2.60	2.60	2.51	38.85	40.77	43.82
8	63.93	89.35	75.36	30.34	7.99	21.59	5.73	2.66	3.05	1.48	1.57	1.50	2.53	2.59	2.52	41.50	39.38	40.48
9	60.94	60.21	60.96	32.34	33.11	32.32	6.72	6.68	6.72	1.65	1.66	1.61	2.51	2.53	2.64	34.26	34.39	39.02
10	45.87	63.22	72.98	43.42	25.11	18.28	10.71	11.67	8.74	1.57	1.55	1.51	2.61	2.42	2.58	39.85	35.95	41.47
11	54.67	35.7	57.61	35.56	53.40	33.62	9.77	10.9	8.77	1.41	1.52	1.65	2.54	2.58	2.57	44.49	41.09	35.80
12	45.24	58.82	43.23	43.92	31.43	45.94	10.84	9.75	10.83	1.34	1.61	1.68	2.58	2.57	2.59	48.06	37.35	35.14
13	57.68	79.26	89.31	29.53	14.11	6.07	12.79	6.63	4.62	1.58	1.60	1.38	2.57	2.63	2.63	38.52	39.16	47.53
14	54.75	68.95	88.87	32.5	22.35	6.75	12.75	8.70	4.38	1.54	1.56	1.45	2.54	2.64	2.53	39.37	40.91	42.69
15	57.81	63.93	79.21	29.44	26.37	13.55	12.75	9.70	7.24	1.56	1.49	1.40	2.64	2.63	2.64	40.91	43.35	46.97
16	60.67	58.7	45.94	28.46	24.35	37.96	10.87	16.95	16.1	1.54	1.70	1.60	2.51	2.55	2.54	38.65	33.33	37.01
17	56.46	62.75	60.75	30.59	27.41	30.43	12.95	9.84	8.82	1.52	1.64	1.62	2.59	2.56	2.42	41.31	33.33	33.06
18	52.12	78.75	81.68	31.45	10.03	8.05	16.43	11.22	10.27	1.52	1.55	1.51	2.60	2.61	2.49	41.54	40.61	39.36
19	52.58	76.12	94.33	30.46	17.13	1.97	16.96	6.75	3.70	1.57	1.40	1.44	2.58	2.54	2.62	39.14	44.88	45.04
20	44.06	54.66	68.91	42.95	36.52	21.27	12.99	8.82	9.82	1.65	1.59	1.64	2.64	2.52	2.47	37.50	36.90	33.60
21	49.05	76.68	39.18	33.49	12.06	36.99	17.46	11.26	23.83	1.55	1.11	1.49	2.65	2.65	2.56	41.51	58.11	41.80

Número de amostras	Continuação.																	
	Areia (%)			Silte (%)			Argila (%)			D_G (gcm ⁻³)			D_r (gcm ⁻³)			P_t (%)		
	0-30	30-60	60-90	0-30	30-60	60-90	0-30	30-60	60-90	0-30	30-60	60-90	0-30	30-60	60-90	0-30	30-60	60-90
22	44.06	84.7	33.69	33.44	5.03	40.68	22.5	10.27	25.63	1.44	1.42	1.39	2.65	2.65	2.63	45.66	46.42	47.15
23	46.18	46.85	58.4	33.20	35.63	25.24	20.62	17.52	16.36	1.46	1.40	1.37	2.64	2.58	2.64	44.70	45.74	48.11
24	48.51	44.15	53.67	37.61	42.92	35.52	13.88	12.93	10.81	1.47	1.44	1.48	2.56	2.61	2.47	42.58	44.83	40.08
25	46.18	50.63	72.75	31.15	28.89	13.78	22.67	20.48	13.47	1.37	1.40	1.48	2.64	2.64	2.62	48.11	46.97	43.51
26	54.51	51.96	73.06	23.91	32.73	13.62	21.58	15.31	13.32	1.34	1.55	1.43	2.64	2.61	2.63	49.24	40.61	45.63
27	62.75	58.09	54.08	18.77	22.61	27.23	18.48	19.3	18.69	1.49	1.56	1.50	2.54	2.62	2.63	41.34	40.46	42.97
28	58.39	57.71	79.05	24.00	23.81	7.56	17.61	18.48	13.39	1.44	1.38	1.34	2.59	2.51	2.47	44.40	45.02	45.75
29	73.88	72.73	85.25	10.67	13.8	3.51	15.45	13.47	11.24	1.40	1.41	1.34	2.52	2.62	2.61	44.44	46.18	48.66
30	58.96	63.96	46.66	25.27	20.25	31.43	15.77	15.79	21.91	1.59	1.43	1.41	2.41	2.39	2.51	34.02	40.17	43.82
31	57.89	67.99	70.00	30.37	20.26	20.27	11.74	11.75	9.73	1.51	1.46	1.31	2.28	2.38	2.55	33.77	38.66	48.63
32	57.78	70.00	57.73	26.39	18.24	28.45	15.83	11.76	13.82	1.50	1.50	1.53	2.42	2.46	2.50	38.02	39.02	38.80
33	56.94	61.84	56.7	27.29	26.39	31.51	15.77	11.77	11.79	1.65	1.64	1.53	2.40	2.50	2.47	31.25	34.40	38.06
34	62.66	60.68	70.81	21.88	23.87	16.78	15.46	15.45	12.41	1.59	1.55	1.34	2.38	2.50	2.50	33.19	38.00	46.40
35	61.65	66.95	66.97	28.52	24.3	24.28	9.83	8.75	8.75	1.55	1.49	1.56	2.55	2.49	2.48	39.22	40.16	37.10
36	67.95	74.09	41.74	21.27	16.16	45.26	10.78	9.75	13	1.59	1.50	1.53	2.57	2.48	2.45	38.13	39.52	37.55
37	45.64	68.99	66.83	44.59	22.26	24.38	9.77	8.75	8.79	1.48	1.66	1.57	2.47	2.40	2.53	40.08	30.83	37.94
38	61.73	84.22	72.01	27.45	9.07	21.26	10.82	6.71	6.73	1.55	1.43	1.49	2.58	2.58	2.59	39.92	40.70	42.47
39	71.12	52.83	80.29	21.78	37.42	13.04	7.1	9.75	6.67	1.51	1.37	1.41	2.43	2.56	2.51	37.86	46.48	43.82
40	52.53	87.27	62.8	36.63	6.04	31.06	10.84	6.69	6.14	1.53	1.41	1.36	2.48	2.59	2.60	38.31	45.56	47.69

Apêndice B: Teste Qui-quadrado aplicado a distribuição de frequências dos percentuais de separados texturais: areia, silte e argila, para as profundidades 0-30, 30-60 e 60-90 cm respectivamente, ajustada à distribuição Normal.

Número de Classes	Valores da variável aleatória $\chi^{2(4)}$ - Areia			Valores da variável aleatória χ^2 - Silte			Valores da variável aleatória χ^2 - Argila		
	0 - 30	30 - 60	60 - 90	0 - 30	30 - 60	60 - 90	0 - 30	30 - 60	60 - 90
1	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
2	-----	-----	0.27	-----	0.20	-----	5.10	1.10	-----
3	-----	-----	-----	2.43	-----	0.71	-----	-----	-----
4	-----	2.58	4.69	-----	1.01	0.26	-----	-----	5.10
5	2.41	0.20	-----	1.70	-----	-----	-----	5.90	-----
6	-----	-----	-----	-----	-----	0.23	0.34	-----	0.10
7	-----	-----	1.27	3.22	1.27	-----	-----	1.50	-----
8	1.21	0.13	-----	-----	-----	0.69	2.13	-----	-----
9	-----	-----	2.73	-----	0.36	-----	-----	1.12	1.14
10	3.36	-----	-----	2.23	-----	-----	-----	-----	-----
11	-----	-----	-----	-----	-----	0.06	0.89	1.17	-----
12	-----	6.4	0.15	-----	-----	-----	-----	-----	0.21
13	0.51	0.01	-----	0.56	0.52	-----	-----	-----	-----
14	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
15	-----	-----	-----	1.11	-----	-----	-----	0.46	-----
16	-----	-----	-----	-----	-----	0.54	0.21	-----	0.81
17	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
18	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
χ^2 calculado	7.54	9.32	9.11	11.25	3.64	2.49	8.67	11.25	7.55
χ^2 Tabela (0.05)	8.78	13.51	12.01	12.70	12.70	11.00	13.10	13.01	13.03

$$^{(4)}\chi^2 = \sum (Foi - Fei)^2 / Fei$$

onde:

Foi - frequência observada;

Fei - frequência esperada, de acordo com a distribuição que está sendo testada;

K - número de classes;

GL - grau de liberdade (GL=K-3).

Apêndice C: Teste Qui-quadrado aplicado a distribuição de frequências das propriedades físicas: densidade global (D_g), densidade das partículas (D_r) e porosidade total (P_t), para as profundidades 0-30, 30-60 e 60-90 cm respectivamente, ajustada à distribuição Normal.

Número de Classes	Valores da variável aleatória $\chi^{2(5)} - (D_g)$			Valores da variável aleatória $\chi^2 - (D_r)$			Valores da variável aleatória $\chi^2 - (P_t)$		
	0 - 30	30 - 60	60 - 90	0 - 30	30 - 60	60 - 90	0 - 30	30 - 60	60 - 90
1	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
2	-----	-----	-----	-----	-----	-----	0.01	0.01	2.51
3	-----	3.96	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
4	-----	4.59	-----	1.49	-----	-----	3.27	0.01	-----
5	-----	0.48	1.73	-----	-----	-----	-----	0.15	1.01
6	1.01	0.10	-----	1.71	0.45	-----	0.28	2.98	-----
7	-----	-----	5.20	-----	-----	1.10	-----	-----	-----
8	-----	0.76	-----	3.27	-----	-----	-----	6.41	0.68
9	3.7	-----	-----	-----	0.08	-----	2.01	-----	-----
10	-----	-----	0.01	3.16	-----	8.02	-----	-----	0.64
11	1.7	-----	-----	-----	-----	-----	1.20	2.17	-----
12	-----	-----	1.2	0.01	0.6	0.16	-----	-----	1.24
13	-----	-----	-----	-----	0.12	-----	2.25	-----	-----
14	-----	-----	2.6	-----	-----	0.04	-----	-----	-----
15	0.5	-----	-----	-----	8.16	-----	-----	-----	3.38
16	-----	-----	-----	-----	-----	1.3	-----	-----	-----
17	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
18	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
$\chi^2_{\text{calculado}}$	6.91	9.89	10.74	9.64	9.41	10.62	9.02	11.73	9.46
$\chi^2_{\text{Tabelado (0.05)}}$	9.48	11.07	11.07	11.07	11.07	11.07	12.60	12.60	12.60

$$^{(5)}\chi^2 = \sum (F_{oi} - F_{ei})^2 / F_{ei}$$

onde:

Foi - frequência observada;

Fei - frequência esperada, de acordo com a distribuição que está sendo testada;

K - número de classes;

GL - grau de liberdade (GL=K-3).

Apêndice D: Valores do conteúdo de água retida no solo em percentagem, expressa à base de peso (g/g) a diferentes tensões (bares), para as três profundidades do solo, em centímetro.

Nº	TENSÕES EM BARES PARA AS TRÊS PROFUNDIDADES DO SOLO EM CENTIMETROS																				
	0 – 30 cm							30 – 60 cm							60 – 90 cm						
	0.1	0.33	1	3	5	10	15	0.1	0.33	1	3	5	10	15	0.1	0.33	1	3	5	10	15
% Peso																					
1	20.44	11.39	7.76	7.38	5.9	5.9	5.63	17.66	9.65	7.76	7.12	6.41	5.66	5.54	19.11	11.67	7.75	8,00	7.00	6.62	6.29
2	18.87	8.89	4.81	5.85	4.2	4.29	4.1	17.51	8.31	4.81	6.11	5.06	4.83	4.51	14.62	12.57	8.83	7.99	7.02	7.04	6.89
3	15.71	7.84	5.25	5.7	4.26	3.72	3.69	11.04	5.28	5.25	4.01	3.26	3.24	3.17	13.39	7.28	5.08	5.95	4.49	3.93	4.16
4	22.87	12.93	8.09	8.36	6.99	6.62	6.52	23.65	13.13	8.09	8.5	7.26	6.77	6.92	19.46	11.66	6.65	7.32	5.88	5.51	5.43
5	23.47	13.96	9.26	8.68	6.99	6.62	6.55	25.18	15.84	9.26	10.15	8.36	7.67	7.85	24.01	15.09	8.73	9.13	7.32	7.45	7.64
6	19.24	12.54	8.74	6.88	5.75	4.63	4.93	16.02	10.54	8.74	5.18	4.71	3.64	3.86	21.91	16.61	11.67	8.5	7.62	6.35	6.07
7	21.99	14.24	10.29	7.29	6.75	5.28	5.23	28.3	21.14	10.29	10.85	8.82	8.16	7.25	23.78	15.41	10.95	8.03	6.83	6.19	6.05
8	21.55	14.48	9.82	8.48	4.09	6.31	5.94	16.28	10.38	9.82	5.65	4.73	4.3	4.29	10.1	5.69	3.81	3.93	2.9	2.38	2.45
9	28.68	16.12	10.84	6.02	7.44	5.76	5.76	26.26	15.24	10.84	6.88	6.57	5.63	5.36	21.7	15.08	10.65	8.12	7.07	5.92	5.99
10	23.62	14.87	10.1	7.74	6.86	5.98	5.73	19.57	11.86	10.1	5.93	5.18	4.45	4.26	28.1	18.28	12.21	9.73	8.6	7.24	6.88
11	25.22	9.78	8.19	7.72	7.31	6.64	8.02	32.00	12.88	8.19	10.89	9.41	9.33	9.87	22.3	8.39	9.58	8.75	7.55	6.94	7.46
12	27.94	10.04	10.89	9.02	7.36	6.21	7.46	20.94	9.66	10.89	8.28	7.12	6.27	7.43	28.05	11.96	11.51	6.41	8.77	7.52	8.56
13	24.19	7.49	9.13	8.11	7.12	6.12	6.48	12.3	4.52	9.13	3.5	2.96	2.92	3.42	11.96	3.15	3.06	2.61	2.6	2.22	2.69
14	27.7	10.45	9.51	8.76	7.3	7.2	6.48	17.45	7.00	9.51	5.84	5.00	4.68	3.42	7.62	3.32	3.25	2.9	1.89	2.11	2.69
15	23.81	8.45	8.14	7.91	6.05	5.69	6.86	20.46	8.16	8.14	6.93	5.84	5.52	6.27	13.78	5.08	3.6	4.12	3.81	3.19	3.99
16	24.48	16.56	11.31	8.63	7.19	6.81	6.94	26.12	17.93	11.31	9.2	9.71	7.46	7.46	29.82	21.98	14.54	9.78	10.43	9.56	9.61
17	26.94	18.82	4.68	9.19	8.06	7.14	7.61	26.1	16.55	4.68	7.75	6.86	6.62	6.64	25.83	16.11	9.93	6.95	6.61	5.66	6.14
18	24.92	16.89	10.58	7.59	6.83	6.08	6.32	12.46	5.47	10.58	2.8	2.16	2.31	2.41	9.75	4.85	3.05	2.31	2.08	2.1	2.09
19	27.06	18.64	12.1	8.44	7.89	6.98	7.23	17.35	9.31	12.1	4.67	3.91	3.51	3.64	7.83	3.25	3.45	2.92	1.42	2.28	2.2

Continuaça
o

Nº	TENSÕES EM BARES PARA AS TRÊS PROFUNDIDADES DO SOLO EM CENTIMETROS																				
	0 – 30 cm							30 – 60 cm							60 – 90 cm						
	0.1	0.33	1	3	5	10	15	0.1	0.33	1	3	5	10	15	0.1	0.33	1	3	5	10	15
	%Peso																				
20	29.26	18.46	12.3	9.22	8.24	7.36	7.22	26.23	16.28	10.21	7.55	6.86	5.93	6.07	17.89	10.9	7.74	6.18	5.16	4.9	5.07
21	15.99	16.67	9.05	8.23	7.72	7.63	7.73	5.12	5.76	4.2	2.92	3.00	3.03	2.92	21.05	22.46	4.59	8.33	11.48	6.78	9.7
22	16.19	17.44	9.52	8.42	8.18	7.58	6.94	4.24	4.56	4.95	2.1	2.18	2.04	2.6	20.2	22.13	3.25	9.62	10.49	3.39	10.29
23	17.48	17.59	10.86	9.01	7.59	7.17	7.45	15.36	15.72	9.03	7.56	8.08	7.35	6.95	12.63	13.26	7.77	7.1	6.87	5.75	6.08
24	17.61	14.18	10.39	9.68	8.96	8.66	8.37	17.96	18.36	10.19	9.69	8.94	8.4	8.82	14.38	15.69	8.27	8.1	6.98	6.86	7.09
25	19.44	21.66	12.42	11.29	9.7	8.7	9.56	16.96	18.21	10.75	9.87	8.33	8.16	8.36	8.38	8.39	4.47	4.17	5.33	3.5	4.28
26	18.03	19.37	12.76	10.00	8.61	7.83	8.21	15.11	16.67	10.62	8.56	7.77	7.44	6.97	9.15	10.47	5.88	5.1	4.98	4.33	4.47
27	13.18	16.23	10.2	7.74	6.94	6.47	5.93	15.47	21.01	11.32	8.49	7.5	6.67	6.72	11.15	18.97	13.14	9.24	8.64	7.66	8.07
28	14.44	16.84	10.74	7.17	7.06	6.51	6.17	15.38	20.00	11.26	8.28	7.66	7.05	7.05	8.7	9.84	6.27	4.58	4.39	4.15	4.03
29	9.00	11.55	6.67	4.93	4.62	4.08	4.15	4.46	4.6	2.46	2.23	2.39	2.11	2.59	5.11	5.51	3.24	2.39	2.43	2.04	2.03
30	24.1	13.81	10.18	7.66	7.09	6.74	7.31	22.08	18.73	13.25	10.82	8.91	9.46	10.42	20.38	25.17	12.36	9.29	10.47	9.84	10.66
31	24.11	13.27	9.09	7.06	5.11	6.28	7.55	15.51	8.64	5.86	4.89	4.12	4.25	4.66	14.41	8.27	5.62	5.19	4.57	4.67	4.97
32	21.74	11.91	8.46	7.37	6.09	6.25	6.78	16.09	9.37	5.83	5.1	4.41	4.44	4.68	23.62	13.95	9.71	8.7	6.67	6.86	7.55
33	21.38	12.46	9.09	7.14	6.25	6.25	7.43	20.63	11.65	8.25	6.41	5.25	3.99	6.75	21.57	11.59	8.1	6.25	5.74	5.15	6.35
34	12.29	13.79	10.64	6.69	6.12	5.54	5.82	14.04	17.15	10.48	7.02	6.67	5.91	6.18	15.69	14.14	8.31	5.84	5.98	4.64	5.58
35	17.52	13.04	11.93	7.37	6.16	6.02	6.45	15.56	10.2	7.22	6.42	5.1	5.45	5.69	16.13	11.41	5.82	6.56	5.96	5.68	5.42
36	18.09	13.06	10.17	7.22	5.81	6.11	6.18	14.42	9.64	8.31	5.31	4.94	4.86	5.14	26.41	20.3	14.96	9.29	9.68	9.22	8.54
37	18.46	11.86	9.8	7.21	6.14	6.11	6.71	16.26	10.95	8.16	5.26	5.38	5.14	4.95	15.87	11.5	7.96	6.46	6.38	5.73	5.86
38	18.5	13.53	9.97	7.09	6.77	6.25	5.56	9.65	5.43	4.12	3.63	2.78	3.28	2.89	13.29	8.82	6.53	4.94	4.38	4.21	4.15
39	14.29	10.57	7.82	5.43	4.84	4.83	4.15	23.92	16.07	6.64	8.19	6.69	7.38	6.03	11.6	9.06	5.84	3.07	3.05	3.26	3.08
40	22.61	17.19	8.06	10.09	8.05	8.03	7.32	9.17	17.67	6.8	3.37	2.63	2.99	3.05	18.78	14.65	11.33	7.22	5.96	5.47	5.14

Apêndice E: Valores do conteúdo de água a capacidade de campo (CC) e ponto de murcha permanente (PMP), e água disponível às planta (AD) em percentagem, expressos a base de peso (g/g), para as três profundidades do solo.

Nº	<u>INTERVALOS DE PROFUNDIDADE DO SOLO EM CENTIMETROS</u>								
	0 – 30 cm			30 – 60 cm			60 – 90 cm		
	CC	PMP	AD	CC	PMP	AD	CC	PMP	AD
% Peso									
1	20.44	5.63	14.81	17.66	5.54	12.12	19.11	6.29	12.82
2	18.87	4.1	14.77	17.51	4.51	13.00	14.62	6.89	7.73
3	15.71	3.69	12.02	11.04	3.17	7.87	13.39	4.16	9.79
4	22.87	6.52	16.35	23.65	6.92	16.73	19.46	5.43	14.03
5	23.47	6.55	16.92	25.18	7.85	17.33	24.01	7.64	16.37
6	19.24	4.93	14.31	16.02	3.86	12.16	21.91	6.07	15.84
7	21.99	5.23	16.76	28.3	7.25	21.05	23.78	6.05	17.73
8	21.55	5.94	15.61	16.28	4.29	11.99	10.1	2.45	7.65
9	28.68	5.76	22.92	26.26	5.36	20.9	21.7	5.99	15.71
10	23.62	5.73	17.89	19.57	4.26	15.31	28.1	6.88	21.22
11	25.22	8.02	17.2	32.00	9.87	22.13	22.3	7.46	14.84
12	27.94	7.46	20.48	20.94	7.43	13.49	28.05	8.56	19.49
13	24.19	6.48	17.71	12.3	3.42	8.88	11.96	2.69	9.27
14	27.7	6.48	21.22	17.45	3.42	14.03	7.62	2.69	4.93
15	23.81	6.86	16.95	20.46	6.27	14.19	13.78	3.99	9.79
16	24.48	6.94	17.54	26.12	7.46	18.66	29.82	9.61	20.21
17	26.94	7.61	19.33	26.1	6.64	19.46	25.83	6.14	19.69
18	24.92	6.32	18.6	12.46	2.41	10.05	9.75	2.09	7.66
19	27.06	7.23	19.83	17.35	3.64	13.71	7.83	2.2	5.63
20	29.26	7.22	22.04	26.23	6.07	20.16	17.89	5.07	12.82

Continuação.

N°	INTERVALOS DE PROFUNDIDADE DO SOLO EM CENTIMETROS									
	0 – 30 cm			30 – 60 cm			60 – 90 cm			
	CC	PMP	AD	CC	PMP	AD	CC	PMP	AD	
% Peso										
21	15.99	7.73	8.26	5.12	2.92	2.2	21.05	9.7	9.94	
22	16.19	6.94	9.25	4.24	2.6	1.64	20.2	10.29	9.91	
23	17.48	7.45	10.03	15.36	6.95	8.41	12.63	6.08	6.55	
24	17.61	8.37	9.24	17.96	8.82	9.14	14.38	7.09	7.29	
25	19.44	9.56	9.88	16.96	8.36	8.57	8.38	4.28	4.1	
26	18.03	8.21	9.82	15.11	6.97	8.14	9.15	4.47	4.68	
27	13.18	5.93	7.25	15.47	6.72	8.75	11.15	8.07	3.08	
28	14.44	6.17	8.27	15.38	7.05	8.33	8.7	4.03	4.67	
29	9.00	4.15	4.85	4.46	2.59	1.87	5.11	2.03	3.08	
30	24.1	7.31	16.79	22.08	10.42	11.66	20.38	10.66	5	
31	24.11	7.55	16.56	15.51	4.66	10.85	14.41	4.97	9.44	
32	21.74	6.78	14.96	16.09	4.68	11.41	23.62	7.55	16.07	
33	21.38	7.43	13.95	20.63	6.75	13.88	21.57	6.35	15.22	
34	12.29	5.82	6.47	14.04	6.18	7.86	15.69	5.58	9.51	
35	17.52	6.45	11.07	15.56	5.69	9.87	16.13	5.42	10.71	
36	18.09	6.18	11.91	14.42	5.14	9.28	26.41	8.54	17.87	
37	18.46	6.71	11.75	16.26	4.95	11.34	15.87	5.86	10.01	
38	18.5	5.56	12.94	9.65	2.89	6.76	13.29	4.15	9.14	
39	14.29	4.15	10.14	23.92	6.03	17.89	11.6	3.08	8.52	
40	22.61	7.32	15.29	9.17	3.05	6.12	18.78	5.14	13.64	

Apêndice F: Teste Qui-quadrado aplicado a distribuição de frequências do conteúdo de água retida no solo a capacidade de campo (CC), ponto de murcha permanente (PMP) e água disponível as plantas (AD), para as profundidades 0-30, 30-60 e 60-90 cm respectivamente, ajustada à distribuição Normal.

Número de Classes	Valores da variável aleatória $\chi^{2(6)}$ - CC			Valores da variável aleatória χ^2 - PMP			Valores da variável aleatória χ^2 -AD		
	0 - 30	30 - 60	60 - 90	0 - 30	30 - 60	60 - 90	0 - 30	30 - 60	60 - 90
1	-----	-----	-----	-----	-----	-----	3.06	-----	-----
2	-----	0.18	1.69	-----	1.2	0.01	-----	1.24	0.73
3	3.45	-----	-----	2.23	-----	-----	-----	-----	-----
4	-----	1.53	-----	-----	0.30	0.15	0.07	0.64	-----
5	-----	-----	0.57	-----	-----	-----	-----	-----	4.40
6	0.08	2.22	-----	0.11	0.08	-----	0.01	0.05	-----
7	-----	-----	1.30	-----	-----	1.62	-----	-----	1.69
8	3.5	-----	-----	-----	0.16	-----	1.74	0.01	-----
9	-----	0.09	0.15	-----	-----	0.87	-----	-----	0.85
10	0.01	-----	-----	3.91	0.59	-----	5.61	-----	-----
11	-----	0.70	-----	2.64	-----	0.5	-----	0.01	0.05
12	3.60	-----	0.27	-----	-----	-----	-----	-----	-----
13	-----	-----	-----	-----	0.52	-----	1.18	0.26	-----
14	-----	-----	0.21	1.11	-----	-----	-----	-----	0.03
15	0.01	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
16	-----	1.34	-----	-----	-----	0.04	-----	-----	-----
17	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
18	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
$\chi^2_{\text{calculado}}$	10.65	6.06	4.19	10.0	2.85	3.19	11.67	2.19	7.75
$\chi^2_{\text{Tabelado (0.05)}}$	12.60	12.60	12.60	11.07	12.60	12.60	12.60	12.60	12.60

$$^{(6)}\chi^2 = \sum (Foi - Fei)^2 / Fei$$

onde:

Foi - frequência observada;

Fei - frequência esperada, de acordo com a distribuição que está sendo testada;

K - número de classes;

GL - grau de liberdade (GL=K-3).

Apêndice G: Valores da velocidade de infiltração da água no solo(1G) e velocidade de infiltração acumulada no solo (2G). obtidos a partir de 40 testes realizados no campo.

Apêndice 1G: Valores da velocidade de infiltração da água no solo.

VELOCIDADE DE INFILTRAÇÃO DE ÁGUA NO SOLO PARA OS 40 TESTES (T)																				
Tempo	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6	T-7	T-8	T-9	T-10	T-11	T-12	T-13	T-14	T-15	T-16	T-17	T-18	T-19	T-20
min	cm / h																			
1	24	36	24	24	18	18	6	6	36	12	18	24	6	6	6	6	18	12	0	6
2	6	30	18	6	6	12	0	6	6	12	12	24	6	6	0	6	12	12	6	6
3	6	12	12	6	6	12	6	6	6	12	12	18	6	6	6	6	12	12	12	0
4	6	6	6	6	6	12	6	6	0	6	12	12	6	0	0	0	0	6	0	6
5	12	6	18	6	6	12	6	6	6	6	6	12	12	12	6	6	6	12	6	0
10	1.2	9.6	6	4.8	3.6	6	2.4	1.2	1.2	1.2	12	9.6	2.4	2.4	1.2	1.2	2.4	1.2	1.2	3.6
20	0.6	9	6.6	3.6	0.6	6	1.8	1.2	1.8	1.8	8.4	4.8	1.2	1.2	0.6	1.8	1.2	1.2	0	1.2
30	1.2	7.8	4.2	4.2	0.6	3.6	1.2	1.2	1.8	1.8	6	2.4	4.2	3.6	0.6	1.8	1.8	0.6	0.6	1.8
45	0.8	9.6	4.8	4	0.8	2	0.8	1.6	1.2	1.6	8	2.8	2	2	0.4	0.8	2.4	0.4	0.4	0.8
60	0.4	6.8	5.2	3.6	0.4	2	0.8	0.8	1.2	1.6	6.4	4	2.4	2	0.4	1.2	0.8	0.4	0	1.2
90	0.6	6.4	4.2	3.4	2	2.8	0.6	0.4	0.8	1.6	6	2	1.2	1	0.8	0.8	0.8	0.6	0.2	0.8
120	0.6	6.4	4.4	3	1	2.4	0.4	0.4	0.8	1.6	5.6	2.6	1.2	2	0.4	0.2	0.6	0.4	0.4	0.8
180	0.5	6.4	4.4	3.4	1	3.6	0.3	0.4	0.4	1.6	5	2.4	1	1	0.4	0.2	0.5	0.4	0.2	0.8
240	0.5	6.4	4.4	3.5	1	1.8	0.3	0.4	0.4	1.6	4.7	2.4	1	1	0.4	0.1	0.5	0.4	0.2	0.8
300	0.4	6.4	4.4	3.3	1	1.8	0.3	0.4	0.4	1.6	5	2.4	1	1	0.4	0.1	0.5	0.4	0.2	0.8
360	0.4	6.4	4.4	3.4	1	1.8	0.3	0.4	0.4	1.9	5	2.4	1	1	0.4	0.1	0.5	0.4	0.2	0.8

Continuação.

VELOCIDADE DE INFILTRAÇÃO DE AGUA NO SOLO PARA OS 40 TESTES (T)

Tempo min	T-21	T-22	T-23	T-24	T-25	T-26	T-27	T-28	T-29	T-30	T-31	T-32	T-33	T-34	T-35	T-36	T-37	T-38	T-39	T-40
	cm / h																			
1	6	6	6	6	6	6	6	6	6	12	0	0	6	6	6	6	6	12	0	6
2	36	30	6	12	12	6	18	6	6	6	6	6	6	0	0	0	6	12	6	6
3	6	6	0	12	6	6	12	6	6	6	0	0	6	6	6	6	6	6	12	0
4	0	6	6	6	12	6	12	6	6	6	6	6	6	6	6	0	6	6	6	6
5	6	0	6	12	6	6	12	6	6	6	0	0	6	6	6	0	6	6	6	0
10	1.2	1.2	3.6	4.8	4.8	4.8	6	2.4	6	4.8	4.8	4.8	2.4	2.4	3.6	1.2	2.4	4.8	6	2.4
20	2.4	1.2	3	2.4	3	3	5.4	1.2	4.8	4.2	2.4	2.4	3	2.4	3	1.8	1.2	2.4	3.6	1.2
30	1.8	0.6	2.4	1.8	3	3.6	3	2.4	4.8	4.2	1.2	1.8	3	2.4	1.2	1.2	1.2	3	3.6	0.6
45	0.8	0.4	2	1.2	3.2	2.8	4	2.4	3.2	2.8	1.2	2	2.4	1.2	1.6	0.8	0.4	2.4	3.2	0.4
60	0.8	0.4	1.6	0.8	2	2.4	2.4	2	3.2	2.4	1.2	1.2	1.6	1.2	1.6	0.8	0.4	2	2.4	1.2
90	0.8	0.6	1.4	0.6	2.2	2.6	2.4	2	3	2	0.8	0.8	1.4	0.8	2.2	0.8	0.4	1.4	2.4	1.2
120	0.8	0.6	1	0.6	1.8	2	2.4	1.2	3	2	1	0.6	1.2	0.4	0.8	0.8	0.4	1.2	2.4	0.6
180	0.8	0.6	1.2	0.6	1.7	2.2	1.9	1.4	3	1.3	0.5	0.5	0.3	0.2	1.3	1.1	0.5	1.2	2.4	0.9
240	0.8	0.6	1.2	0.6	0.4	2	0.1	0.9	0.5	1.2	0.5	0.5	0.3	0.2	1	1.3	0.5	1.2	2.4	0.7
300	0.8	0.6	1.2	0.6	0.5	2	0.1	0.9	0.5	1.2	0.5	0.5	0.3	0.2	1	0.8	0.5	1.2	2.1	0.6
360	0.8	0.6	1.2	0.6	0.5	2	0.2	0.9	0.5	1.2	0.5	0.5	0.3	0.2	1	0.8	0.5	1.2	2.1	0.6

Apêndice 2G: Valores de infiltração acumulada de água no solo.

INFILTRAÇÃO ACUMULADA NO SOLO PARA OS 40 TESTES (T)																				
Tempo	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6	T-7	T-8	T-9	T-10	T-11	T-12	T-13	T-14	T-15	T-16	T-17	T-18	T-19	T-20
min	cm																			
1	0.4	0.6	0.4	0.4	0.3	0.3	0.1	0.1	0.6	0.2	0.3	0.4	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0	0.1
2	0.5	1.1	0.7	0.5	0.4	0.5	0.1	0.2	0.7	0.4	0.5	0.8	0.2	0.2	0.1	0.2	0.5	0.4	0.1	0.2
3	0.6	1.3	0.9	0.6	0.5	0.7	0.2	0.3	0.8	0.6	0.7	1.1	0.3	0.3	0.2	0.3	0.7	0.6	0.3	0.2
4	0.7	1.4	1	0.7	0.6	0.9	0.3	0.4	0.8	0.7	0.9	1.3	0.4	0.3	0.2	0.3	0.7	0.7	0.3	0.3
5	0.9	1.5	1.3	0.8	0.7	1.1	0.4	0.5	0.9	0.8	1	1.5	0.6	0.5	0.3	0.4	0.8	0.9	0.4	0.3
10	1	2.3	1.8	1.2	1	1.6	0.6	0.6	1	0.9	2	2.3	0.8	0.7	0.4	0.5	1	1	0.5	0.6
20	1.1	3.8	2.9	1.8	1.1	2.6	0.9	0.8	1.3	1.2	3.4	3.1	1	0.9	0.5	0.8	1.2	1.2	0.5	0.8
30	1.3	5.1	3.6	2.5	1.2	3.2	1.1	1	1.6	1.5	4.4	3.5	1.7	1.5	0.6	1.1	1.5	1.3	0.6	1.1
45	1.5	7.5	4.8	3.5	1.4	3.7	1.3	1.4	1.9	1.9	6.4	4.2	2.2	2	0.7	1.3	2.1	1.4	0.7	1.3
60	1.6	9.2	6.1	4.4	1.5	4.2	1.5	1.6	2.2	2.3	8	5.2	2.8	2.5	0.8	1.6	2.3	1.5	0.7	1.6
90	1.9	12.4	8.2	6.1	2.5	5.6	1.8	1.8	2.6	3.1	11	6.2	3.4	3	1.2	2	2.7	1.8	0.8	2
120	2.2	15.6	10.4	7.6	3	6.8	2	2	3	3.9	13.8	7.5	4	4	1.4	2.1	3	2	1	2.4
180	2.7	22	14.8	11	4	10.4	2.3	2.4	3.4	5.5	18.8	9.9	5	5	1.8	2.3	3.5	2.4	1.2	3.2
240	3.2	28.4	19.2	14.5	5	12.2	2.6	2.8	3.8	7.1	23.5	12.3	6	6	2.2	2.4	4	2.8	1.4	4
300	3.6	34.8	23.6	17.8	6	14	2.9	3.2	4.2	8.7	28.5	14.7	7	7	2.6	2.5	4.5	3.2	1.6	4.8
360	4	41.2	28	21.2	7	15.8	3.2	3.6	4.6	10.6	33.5	17.1	8	8	3	2.6	5	3.6	1.8	5.6

Continuação.

INFILTRAÇÃO ACUMULADA DE ÁGUA NO SOLO PARA OS 40 TESTES (T)

Tempo min	T-21	T-22	T-23	T-24	T-25	T-26	T-27	T-28	T-29	T-30	T-31	T-32	T-33	T-34	T-35	T-36	T-37	T-38	T-39	T-40
	cm / h																			
1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0	0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0	0.1
2	0.7	0.6	0.2	0.3	0.3	0.2	0.4	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.4	0.1	0.2
3	0.8	0.7	0.2	0.5	0.4	0.3	0.6	0.3	0.3	0.4	0.1	0.1	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.5	0.3	0.2
4	0.8	0.8	0.3	0.6	0.6	0.4	0.8	0.4	0.4	0.5	0.2	0.2	0.4	0.3	0.3	0.2	0.4	0.6	0.4	0.3
5	0.9	0.8	0.4	0.8	0.7	0.5	1	0.5	0.5	0.6	0.2	0.2	0.5	0.4	0.4	0.2	0.5	0.7	0.5	0.3
10	1	0.9	0.7	1.2	1.1	0.9	1.5	0.7	1	1	0.6	0.6	0.7	0.6	0.7	0.3	0.7	1.1	1	0.5
20	1.4	1.1	1.2	1.6	1.6	1.4	2.4	0.9	1.8	1.7	1	1	1.2	1	1.2	0.6	0.9	1.5	1.6	0.7
30	1.7	1.2	1.6	1.9	2.1	2	2.9	1.3	2.6	2.4	1.2	1.3	1.7	1.4	1.4	0.8	1.1	2	2.2	0.8
45	1.9	1.3	2.1	2.2	2.9	2.7	3.9	1.9	3.4	3.1	1.5	1.8	2.3	1.7	1.8	1	1.2	2.6	3	0.9
60	2.1	1.4	2.5	2.4	3.4	3.3	4.5	2.4	4.2	3.7	1.8	2.1	2.7	2	2.2	1.2	1.3	3.1	3.6	1.2
90	2.5	1.7	3.2	2.7	4.5	4.6	5.7	3.4	5.7	4.7	2.2	2.5	3.4	2.4	3.3	1.6	1.5	3.8	4.8	1.8
120	2.9	2	3.7	3	5.4	5.6	6.9	4	7.2	5.7	2.7	2.8	4	2.6	3.7	2	1.7	4.4	6	2.1
180	3.7	2.6	4.9	3.6	7.1	7.8	8.8	5.4	10.2	7	3.2	3.3	4.3	2.8	5	3.1	2.2	5.6	8.4	3
240	4.5	3.2	6.1	4.2	7.5	9.8	8.9	6.3	3.3	8.2	3.7	3.3	4.6	3	6	4.4	2.7	6.8	10.8	3.7
300	5.3	3.8	7.3	4.8	8	11.8	9	7.2	3.3	9.4	4.2	3.3	4.9	3.2	7	5.2	3.2	8	12.9	4.3
360	6.1	4.4	8.5	5.4	8.5	13.8	9.2	8.1	3.3	10.6	4.7	3.3	5.2	3.4	8	6	3.7	9.2	15	4.9

Apêndice H: Valores das velocidade de infiltração inicial (V_i) e final (V_f) da água no solo, e da condutividade hidráulica saturada (K_0) para cada teste realizado no campo (40 testes).

Nº de teste	V_i	V_f	K_0
		cm/h	
1	24	0.5	0,48
2	36	6.4	5,49
3	24	4.4	3,25
4	24	3.5	2,96
5	18	1.0	0,8
6	18	1.8	1,65
7	6	0.3	0,47
8	6	0.4	0,51
9	36	0.4	0,55
10	12	1.6	1,26
11	18	4.7	4,64
12	24	2.4	1,63
13	6	1.0	1,06
14	6	1.0	1,07
15	6	0.4	0,47
16	6	0.1	0,33
17	18	0.5	0,57
18	12	0.4	0,42
19	0	0.2	0,32
20	6	0.8	0,8
21	6	0.8	0,72
22	6	0.6	0,53
23	6	1.2	1,2
24	6	0.6	0,63
25	6	0.4	0,95
26	6	2.0	2,03
27	6	0.1	0,62
28	6	0.9	1,13
29	6	0.5	1,34
30	12	1.2	1,44
31	0	0.5	0,67
32	0	0.5	0,66
33	6	0.3	0,64
34	6	0.2	0,44
35	6	1.0	1,1
36	6	1.3	0,88
37	6	0.5	0,51
38	12	1.2	1,17
39	0	2.4	2,09
40	6	0.7	0,69

Apêndice I: Teste Qui-quadrado aplicado à distribuição de frequência da condutividade hidráulica saturada, ajustada à distribuição Normal.

Número de Classes	Transformação Normal $\chi^2^{(7)}$
1	-----
2	4.52
3	-----
4	10.91
5	-----
6	0.01
7	-----
8	2.81
9	-----
10	2.6
11	-----
12	-----
13	-----
14	-----
15	-----
16	-----
17	-----
18	-----
$\chi^2_{\text{calculado}}$	20.85
χ^2_{tabelado}	11.07

$$^{(7)}\chi^2 = \sum (F_{oi} - F_{ei})^2 / F_{ei}$$

onde:

F_{oi} – frequência observada;

F_{ei} – frequência esperada, de acordo com a distribuição que está sendo testada;

K – número de classes; e

GL – grau de liberdade (GL=K-3).