

**HETEROGENEIDADE HIDRAULICA DE UMA
TERRA ROXA ESTRUTURADA**

SERGIO OLIVEIRA MORAES
Licenciado em Física

Orientador: Prof. Paulo Leonel Libardi

Tese apresentada à Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", da Universidade de São Paulo, para obtenção do Título de Doutor em Agronomia, Área de Concentração: Solos e Nutrição de Plantas.

PIRACICABA
Estado de São Paulo Brasil
Janeiro - 1991

Ficha catalográfica preparada pela Seção de Livros da
Divisão de Biblioteca e Documentação - PCAP/USP

Moraes, Sergio Oliveira

M827h Heterogeneidade hidráulica de uma terra roxa
estruturada. Piracicaba, 1991.
141p. ilus.

Tese - ESALQ
Bibliografia.

1. Solo - Água - Retenção 2. Solo - Física 3.
Solo - Variabilidade espacial 4. Terra roxa estru-
turada - Água - Retenção 5. Terra roxa estrutura-
da - Variabilidade espacial I. Escola Superior de
Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba

CDD 631.432

**HETEROGENEIDADE HIDRÁULICA DE UMA
TERRA ROXA ESTRUTURADA**

SERGIO OLIVEIRA MORAES

Aprovada em: 21.03.1991

Comissão julgadora:

Prof. Dr. Paulo Leonel Libardi	ESALQ/USP
Prof. Dr. Klaus Reichardt	ESALQ/USP
Prof. Dr. Eloy A. Pauletto	UFPEL
Dr. Otávio A. de Camargo	IAC
Dr. Joao Roberto F. Menck	IAC



Prof. Dr. Paulo Leonel Libardi

Orientador

Embora a ciência se construa com dados experimentais, da mesma forma que uma casa se constrói com tijolos, uma coleção de dados experimentais ainda não é ciência, da mesma forma que uma coleção de tijolos não é uma casa.

H. Poincaré

À Raffaella, companheira e esteio

Ao Guido, nosso filho

Aos nossos pais:

Dirce, Dirceu,

Nives e Domenico

Aos nossos irmãos,
cunhados e sobrinhos,

Ofereço e dedico este trabalho.

Agradecimentos

- Ao Prof. Dr. Paulo Leonel Libardi pela orientação e amizade não apenas na execução deste trabalho, como em toda nossa vida profissional;
- Ao Prof. Durval Dourado Neto, pelo auxílio constante;
- Ao Prof. Klaus Reichardt, Chefe do DFM, pelo apoio na montagem do Laboratório de Física de Solos do DFM;
- Ao Técnico Ivan José Moretti pela ajuda inestimável na condução das análises;
- Ao Prof. Nilson Augusto Villa Nova pelas discussões férteis;
- Aos Profs. Álvaro Pires da Silva, Ariovaldo Luiz Turatti e aos Engenheiros Agrônomos Laércio Duarte Souza e Pedro César Soares Maia pelo auxílio na instalação do experimento e coleta de amostras;
- Ao matemático Robinson L. Tuon pelo grande auxílio no computador;
- Aos colegas da Seção de Física de Solos do CENA/USP, pelo empréstimo de material necessário;
- A todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho, meus sinceros agradecimentos.

SUMÁRIO

	Página
LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABELAS	xii
LISTA DE SÍMBOLOS	xiv
RESUMO	xviii
SUMMARY	xxi
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	4
2.1. A curva de retenção da água no solo.....	5
2.1.1. Princípios gerais.....	5
2.1.1.1. Dos termos e notações utilizados.....	5
2.1.1.2. Fatores do solo que influenciam a retenção da água.....	6
2.1.1.3. Princípios envolvidos na determinação da curva de retenção em laboratório.....	7
2.1.1.4. Influência da temperatura na elaboração da curva de retenção.....	16

2.2. Abordagens estatísticas.....	27
2.2.1. Homogeneidade e heterogeneidade do solo.....	29
2.2.2. Métodos da estatística clássica (de Gauss ou casual), para estudos da variabilidade.....	31
2.2.2.1. Média, variância e distribuição de frequência dos dados.....	31
2.2.2.2. O coeficiente de variação...	37
2.2.2.3. Número de amostras necessário para se obter um valor representativo da variável estudada.....	39
2.3. Análise exploratória dos dados.....	42
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	45
3.1. Local.....	45
3.2. Caracterização da área experimental.....	45
3.3. Dimensões da área experimental.....	47
3.4. "Delineamento", amostragem e determinações..	47
3.5. Obtenção dos pontos ($\theta \times \psi_m$) da curva de retenção da água no solo.....	49
3.5.1. Coleta de amostras indeformadas de solo.....	49

3.5.2. Funil de Haines e câmara de pressão de Richards.....	51
3.5.3. Molhamento da amostra de solo.....	52
3.5.4. Determinação do momento de equilíbrio	54
3.5.5. Medidas de umidade.....	55
3.5.6. Ajuste das curvas de retenção.....	57
3.6. Análise estatística.....	58
3.6.1. Parâmetros da estatística clássica...	58
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	60
4.1. A obtenção da curva de retenção da água no solo sob condições de laboratório.....	60
4.2. Abordagem estatística das variáveis umidade e densidade do solo.....	90
4.3. Análise exploratória dos dados.....	107
5. CONCLUSÕES	122
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	124
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	127

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Diagrama mostrando o efeito da histerese em curva de retenção de um solo arenoso com estrutura estável.....	12
2	a) Funil de Haines, b) Câmara de pressão de Richards.....	18
3	Representação esquemática (relêvo) da área.	46
4	Esquema da área experimental com a localização dos tensiômetros e pluviômetros instalados.....	48
5	Fotografia da configuração experimental do funil de Haines utilizado.....	53
6	Curva de retenção e dados pertinentes ao ajuste segundo van Genuchten, correspondente à amostra no. 23.....	76
7	Curva de retenção e dados pertinentes ao ajuste segundo van Genuchten, correspondente à amostra no. 72.....	77
8.	Curva de retenção e dados pertinentes ao ajuste segundo van Genuchten, correspondente à amostra no. 128.....	78

9	Curva de retenção e dados pertinentes ao ajuste segundo van Genuchten, correspondente à amostra no. 157.....	79
10	Curva de retenção e dados pertinentes ao ajuste segundo van Genuchten, correspondente à amostra no. 1.....	80
11	Curva de retenção e dados pertinentes ao ajuste segundo van Genuchten, correspondente à amostra no. 243.....	81
12	Histograma de frequência relativo à Tabela 4	95
13	Histograma de frequência relativo à Tabela 5	96
14	Histograma de frequência relativo à Tabela 6	97
15	Histograma de frequência relativo à Tabela 7	98
16	Valores mínimos, máximos, médios e desvios apresentados no cálculo de água disponível, considerando-se C.C. como o valor de U à 10, 60, 100 e 306cca, para 246 e 127 amostras e à partir do ponto de inflexão da curva, segundo van Genuchten.....	111
17	Distribuição dos valores de água disponível (AD%) na área experimental considerando-se a capacidade de campo (C.C.) correspondente a um valor de 10cca (tamanho da amostra igual a 246, três classes de frequência).....	116

18	Distribuição dos valores de água disponível (AD%) na área experimental, considerando-se a capacidade de campo (C.C.) correspondente a um valor de 60cca (tamanho da amostra igual a 246, três classes de frequência).....	117
19	Distribuição dos valores de água disponível (AD%) na área experimental, considerando-se a capacidade de campo (C.C.) correspondente a um valor de 100cca (tamanho da amostra igual a 246, três classes de frequência)....	118
20	Distribuição dos valores de água disponível (AD%) na área experimental, considerando-se a capacidade de campo (C.C.) correspondente a um valor de 306cca (tamanho da amostra igual a 246, três classes de frequência)....	119
21	Distribuição dos valores de densidade do solo (D_s , g/cm ³) na área experimental (tamanho da amostra igual a 246, três classes de frequência).....	120

LISTA DE TABELAS

Tabela		Página
1	Valores de densidade do solo (D_s , g/cm ³) e de umidade à base de massa (U , g/g) para as oito tensões utilizadas.....	61
2	Parâmetros estatísticos das variáveis: umidade a base de massa, densidade do solo e umidade a base de volume (tamanho da amostra: 250).....	68
3	Valores de umidade à base de massa para o potencial mátrico de -306 cca obtidos em câmara de pressão de Richards e funil de Haines e respectivas estatísticas.....	89
4	Frequência dos dados relativos à umidade (g/g) a 5 cca.....	91
5	Frequência dos dados relativos à umidade (g/g) a 10 cca.....	92
6	Frequência dos dados relativos à umidade (g/g) a 306 cca.....	93
7	Frequência dos dados relativos à umidade (g/g) a 15300 cca.....	94
8	Parâmetros estatísticos da variável umidade a base de massa (tamanho da amostra: 246).....	101

9	Parâmetros estatísticos da variável água disponível (expressa a base de massa), considerando-se P.M.P. à 15300cca e a C.C. como 10, 60, 100 e 306cca (tamanho da amostra: 246).....	109
10	Parâmetros estatísticos da variável água disponível (expressa a base de massa), considerando-se P.M.P. à 15300cca e a C.C. como 10, 60, 100 e 306cca e como ponto de inflexão da curva (tamanho da amostra: 127)..	113

Lista de Símbolos

cca	- centímetros de coluna de água;
ψ_m	- potencial mátrico;
U	- teor de água no solo, expresso à base de massa;
θ	- teor de água no solo, expresso à base de volume;
CID	- curva inicial de drenagem;
θ_r	- teor residual de água no solo;
CPM	- curva principal de molhamento;
θ_o	- teor de água no solo correspondente à saturação natural;
θ_s	- teor de água no solo correspondente à saturação completa;
CPD	- curva principal de drenagem;
ΔP_k	- valor crítico de pressão à partir do qual ocorre borbulhamento na placa porosa da câmara de pressão de Richards;
σ	- tensão superficial;
$\cos \theta$	- cosseno do ângulo de molhamento;
r	- raio do maior dos poros da placa porosa;
μ_s	- potencial químico da água no solo;

μ_0	- potencial químico da água à pressão atmosférica;
P	- pressão de gás;
T	- temperatura;
C	- concentração salina na solução do solo;
v	- volume específico;
S	- entropia;
s_s	- entropia específica da água no solo;
s_0	- entropia específica da água no solo, estado padrão;
\bar{X}	- média da amostra (estimativa da média da população);
s	- desvio padrão da média;
x_i	- valor da variável para a amostra i;
n	- número de amostras;
σ	- desvio padrão da população;
m	- média da população;
\ln	- logaritmo neperiano;
X_k	- média ou primeiro momento em torno do zero para dados agrupados;
X_j	- ponto médio de uma classe de frequência f_j ;
b1	- assimetria;
b2	- curtose;
CV	- coeficiente de variação;

- S_x^2 - variância da média;
- S_x - erro padrão da média;
- L - limite de confiança;
- t_α - valor tabelado de Student (test t), ao nível de significância considerado;
- n - número de amostras necessário para estimar a média;
- D - limite especificado de confiança em torno da média;
- A.D. - água disponível;
- C.C. - capacidade de campo;
- P.M.P. - ponto de murchamento permanente;
- Ds - densidade do solo;
- V_i - volume do cilindro i;
- \bar{d}_i - diâmetro médio, com três repetições do cilindro i;
- \bar{h}_i - altura média, com três repetições do cilindro i;
- U_i - umidade à base de massa, correspondente a uma dada pressão da amostra i;
- Mt - massa total da amostra i;
- M(s+t) - massa de sólidos + massa da tara da amostra i;
- M_{ti} - massa da tara da amostra i;

- D_{s_i} - densidade do solo determinada na amostra i .
- c.a. - coeficiente de ajuste da curva de retenção pelo modelo de van Genuchten.

**HETEROGENEIDADE HIDRAULICA DE UMA
TERRA ROXA ESTRUTURADA**

Autor: SERGIO OLIVEIRA MORAES

Orientador: PAULO LEONEL LIBARDI

RESUMO

Para estudar a variabilidade tanto metodológica quanto espacial da retenção de água pelo solo, estabeleceram-se as seguintes hipóteses: 1a. há que se modificar o procedimento operacional corrente do funil de Haines e câmaras de pressão de Richards para obtenção da curva característica, contemplando os vários tipos de problema que ocorrem desde a coleta da amostra até a elaboração final da curva; 2a. o solo utilizado, pode apresentar variabilidade, que independentemente da metodologia utilizada, desde que uniforme durante as análises, deverá manifestar-se pela análise estatística e interpretação física dos fenômenos. Para confirmar/refutar as hipóteses acima, coletaram-se amostras indeformadas à profundidade de 25cm em uma área de Terra Roxa Estruturada

Latossólica, obedecendo a um arranjo com espaçamento regular de cinco metros, resultando numa malha quadriculada de vinte e cinco linhas e dez colunas, totalizando duzentos e cinquenta pontos. Elaboraram-se 250 Curvas de Retenção por secamento, utilizando-se as tensões de 5, 10, 60 e 100 cca (Funil de Placa Porosa) e 306, 816, 3060 e 15300 cca (Câmara de Pressão de Richards), totalizando oito pontos por curva. A primeira hipótese foi confirmada pela interpretação física dos dados obtidos, ora considerando-se os valores médios de umidade à cada tensão, ora valores de cada curva individualmente, mostrando então os problemas metodológicos envolvidos e que foram discutidos principalmente à luz da termodinâmica pertinente. A segunda hipótese foi confirmada pela utilização dos parâmetros estatísticos: média, valores máximo e mínimo, desvio padrão, limite de classe, coeficiente de variação, assimetria, curtose, limite de confiança e distribuição de frequências. A interligação entre as duas hipóteses foi concretizada na medida em que o descarte de valores discrepantes (discutidos à partir da primeira hipótese), reduzindo o número de curvas obtidas, levou por sua vez à uma diminuição dos coeficientes de variação correspondentes à cada potencial mátrico considerado, ou seja, a discussão do problema metodológico decidiu sobre amostras

xx

problema não tendo que se lançar mão de testes estatísticos para fazê-lo.

Finalmente, para "tirar partido" da variabilidade espacial do solo encontrada, discutiu-se o conceito de água disponível para vários valores de capacidade de campo, mostrando-se que tanto a variabilidade metodológica quanto a do solo podem tornar sem sentido a discussão sobre valores a serem assumidos para a capacidade de campo e o ponto de murchamento permanente, evidenciando portanto a necessidade de mais cuidados na elaboração das curvas de retenção, a fim de que pelo menos esta variabilidade seja reduzida.

HYDRAULIC HETEROGENEITY OF A "TERRA ROXA ESTRUTURADA"

Author: SERGIO OLIVEIRA MORAES

Adviser: PAULO LEONEL LIBARDI

SUMMARY

In order to study methodological and spatial variabilities of the soil-water retention curve, two working hypothesis were established: (i) the current operational procedure to obtain the soil water retention curve by means of Haines' funnel and Richards' pressure chamber should be modified in view of several kinds of problem occurring since the soil sampling until the curve completion; (ii) the soil, may present variability that will be detected in statistical and physical analysis of phenomena, independently of the chosen methodology, since it is uniform during measurements. To check these hypothesis, 250 undisturbed samples of a Rhodic Kanhapludalf soil were collected at 25 centimeters by following a 5m x 5m quadricular grid of 10 columns and 25 lines. With these samples, 250 drying retention curves

were elaborated by using porous plate funnels (tensions of 5, 10, 60 and 100 cm of water) and Richards pressure chambers (tensions of 306, 816, 3060 and 15300 cm of water). The first hypothesis was confirmed from the physical interpretation of data that permitted a survey of methodological problems; the discussion of these problems was made by the pertinent Thermodynamics. The second hypothesis was confirmed by using the following statistical parameters: arithmetic mean, maximum and minimum values, standard deviation, class interval, variation coefficient, kurtosis, confidence interval and frequency distribution. The link between the two hypothesis was materialized as the disregard of discrepant values (discussed from the first hypothesis) that reduced the number of retention curves, led to a decrease of the variation coefficients of each considered matric potential, that is, from the discussion of the methodological problems the problem-samples could be detected and no statistical test was necessary. Finally, to take advantage of spatial variability, the concept of available water was discussed by using several values for the field capacity and taking into account both the methodological and the soil variabilities. This analysis made clear that the discussion to select values for field capacity and permanent wilting point may not make sense and

hence that it is extremely necessary to take more care in the elaboration of retention curves, in order to reduce, at least, this variability.

1. INTRODUÇÃO

A variabilidade espacial dos atributos físico-hídricos do solo é um dos fatores que pode tornar variável o manejo do solo e da água numa agricultura irrigada. Se por um lado o reconhecimento da variabilidade pode remontar ao amanhecer da Ciência do Solo, o enfrentamento dessa variabilidade não apenas como mais um elemento típico da paisagem parece ser privilégio do presente século. Neste sentido, SILVA (1988) relaciona alguns trabalhos, particularmente da primeira metade do século, que expressavam a preocupação de se levar em conta a variabilidade espacial em experimentos de campo.

Esse fato deve-se, talvez, à extrema complexidade do sistema solo onde as reações podem ocorrer espontaneamente ou serem induzidas pela ação do homem, muitas vezes mais nociva que benéfica. Claramente além da

2.

ação do homem, as diferenças no material de origem, estágio de desenvolvimento, posição na paisagem, fatores de formação e a interação entre eles, são as principais causas da variabilidade espacial dos atributos físicos do solo.

Até o início da década de 70, pode-se dizer que existiam dois enfoques para a caracterização da variabilidade: i) métodos estatísticos (BECKETT & WEBSTER, 1971) e ii) "Scaling", utilizando o conceito de meios similares (MILLER & MILLER, 1956). Posteriormente, já quase no final da década de 70, uma nova ferramenta, mais conhecida como Geoestatística (JOURNEL & HUIJBREGTS, 1978), passou a ser utilizada em Ciência do Solo, dando grande impulso aos estudos de variabilidade espacial dos atributos do solo. Um excelente exemplo dos enfoques acima mencionados pode ser visto em WARRICK & NIELSEN (1980).

Dentre os atributos físico-hídricos do solo, um de difícil caracterização tanto pelo tempo que se consome nas análises quanto pela intrínseca modificação da amostra devido à histerese, é a curva de retenção da água no solo, abreviadamente curva de retenção, que expressa a relação entre a umidade do solo, a base de massa ou volume, e o potencial mátrico correspondente (CHILDS, 1940), a qual é extremamente importante em quaisquer estudos que envolvam água no solo. Devido a importância dessa medida e à

3.

variabilidade do solo, qual o número de amostras necessário para que uma dada área, possa ser caracterizada? Que tipo de informação pode-se extrair da variabilidade da curva de retenção? Está o método de análise adequado a esta determinação? São indagações que este trabalho se propõe a abordar, a partir das seguintes hipóteses:

1a. Há que se modificar o procedimento operacional corrente do funil de Haines e câmaras de pressão de Richards para obtenção da curva característica, contemplando os vários tipos de problema que ocorrem desde a coleta da amostra até a elaboração final da curva;

2a. O solo utilizado, pode apresentar variabilidade, que independentemente da metodologia utilizada, desde que uniforme durante as análises, deverá manifestar-se pela análise estatística e interpretação física dos fenômenos envolvidos.

2. REVISÃO DE LITERATURA

Seguindo as hipóteses do trabalho, a revisão foi feita em três etapas. A primeira versando sobre a curva de retenção, determinada em laboratório, suas limitações e dificuldades de obtenção, buscando corroborar a primeira hipótese. Na segunda etapa apresentam-se alguns parâmetros e testes da estatística clássica, na medida em que esta pode ser necessária para expor a variabilidade do solo. Na terceira etapa discorreu-se sobre água disponível versus variabilidade.

2.1. A curva de retenção da água no solo

2.1.1. Princípios gerais

2.1.1.1. Dos termos e notações utilizados

A relação entre o teor de água no solo e a sucção da água no solo é etapa fundamental na caracterização das propriedades hídricas de um solo, estando, portanto, de um lado um fator de capacidade, o conteúdo de água e de outro, um fator de intensidade, o estado de energia dessa água. Convém, desde o início ressaltar que "água no solo" é uma simplificação para a solução ou fase líquida do solo. Também, serão empregados neste texto termos sinônimos à sucção, tais como tensão e potencial mátrico (ψ_m), observando que o valor do potencial mátrico é negativo e que sucção e tensão são por sua vez os valores negativos do potencial mátrico, isto é, são positivos.

O potencial da água no solo pode ser expresso em termos de energia por unidade de massa e energia por unidade de volume da água no solo. Energia por unidade de volume é dimensionalmente equivalente à força por unidade de área ou pressão podendo, portanto, ser expressa como o comprimento de uma coluna de fluido de dada densidade.

Neste trabalho, o fluido é a água à temperatura do sistema solo-água.

O teor de água no solo pode ser expresso a base de massa (U) ou volume (θ), sendo a última mais útil quando se trata do fluxo de água no perfil. Utilizar-se-ão os dois tipos de representação.

2.1.1.2. Fatores do solo que influenciam a retenção da água

A retenção de água no solo depende primeiramente, da distribuição do tamanho de partículas do solo e do arranjo dessas partículas (SALTER & WILLIAMS, 1965; REEVE et al., 1973; SHARMA & UEHARA, 1968). O teor de matéria orgânica e a composição da solução do solo também podem afetar a retenção de água. A matéria orgânica tem um efeito direto devido à sua natureza, na maioria dos casos hidrófila e indireta pela modificação da estrutura, como agente cimentante. Em solos com argilas expansivas, a composição e concentração de solutos na solução afetam o teor de água retida a uma dada sucção. (EL - SWAIFY & HENDERSON, 1967; THOMAS & MODIE, 1962).

2.1.1.3. Princípios envolvidos na determinação da curva de retenção em laboratório

Sem que isto se constitua numa crítica destrutiva a uma série de trabalhos publicados sobre o assunto, particularmente no Brasil, o que se tem observado é que na maioria dos casos os autores quando vão apresentar a curva de retenção ou pontos desta, limitam-se a dizer "foi determinada segundo o método de Richards (1965) tendo sido usadas as seguintes tensões 0; 0,01; 0,033 e 1,5 MPa", (MORAES, 1984; SILVA, 1988). As seguintes questões sobressaem:

- 1a.) A curva foi obtida por secamento ou molhamento?
- 2a.) Como foi obtida a umidade a tensão 0Pa?
- 3a.) Como foi, de maneira geral, conduzida a análise?

Talvez num contexto diferente, estas questões careçam de maior significado, mas quando se trata do estudo da variabilidade, particularmente, envolvendo o fenômeno histerético, um detalhamento da metodologia utilizada, até que se tenha uma padronização na condução das análises, pelo menos a nível nacional é de fundamental importância. Para ressaltar essa comparação, apresenta-se textualmente o seguinte trecho do trabalho de ROYER &

8.

VACHAUD (1975): "Two comments should be given concerning those results. First it is noted that in both cases for a given value of soil suction (i.e. -100 cm of water) the domain of variation of water content due to hysteresis effect (in the case $0,1 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) is certainly more important than the standard deviation due to spatial variability reported by Nielsen et al. (1973), which can be estimated to an average of $0,05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$... The use of a single sensor (i.e. determination of water content changes from tensiometer readings inferred from a suction curve obtained in the laboratory) should be restricted to cases where water content changes monotonically on a known main branch of the hysteretic cycle, and is then analysed with utmost care, as done by Davidson et al. (1969) or Nielsen et al. (1973), for determining the hydraulic conductivity in the field for a drying cycle".

Deve ter ficado claro pelo exposto acima que não apenas a consideração sobre o tipo de curva (secamento ou molhamento) é importante, devido ao fenômeno de histerese envolvido poder apresentar diferenças acima da variabilidade espacial, mas também a utilização prática dos resultados necessita da especificação do ramo da curva que se está utilizando, quando o experimento exige certo grau de precisão.

A fim de aclarar um pouco mais as questões anteriormente colocadas e que motivaram as considerações feitas, apresenta-se a seguir uma caracterização mais formal da curva de retenção, facilitando também posteriormente, o entendimento do tipo de curva e das limitações encontradas, já a nível da metodologia no presente trabalho.

Retomando o objetivo deste parágrafo, que é o de apresentar o princípio da determinação da curva característica em laboratório, convém esclarecer que se refere à base de utilização da "Câmara de Pressão de Richards" (RICHARDS & FIREMAN, 1943) e do "Funil de Haines" (HAINES, 1930), mais conhecido por Funil de Placa Porosa, embora, exista um método ainda anterior, através da centrifugação de amostras e que foi retomado nas últimas duas décadas (MEDEIROS 1987), além de outros que podem ser vistos em KLUTE (1986).

Para os objetivos deste trabalho, o princípio envolvido na determinação da curva característica supõe o estabelecimento de uma série de equilíbrios entre a água na amostra de solo e um volume de água a um potencial conhecido. A amostra está em contato hidráulico com o volume de água, através de uma placa porosa "saturada". À cada equilíbrio, a umidade a base de massa (U) ou de volume

(θ) é determinada, correspondendo à um determinado potencial mátrico, ψ_m , determinado a partir da pressão no volume de água e no solo. O par (θ, ψ_m) é um ponto da curva. A curva de secamento é obtida pelo estabelecimento do equilíbrio por drenagem, à partir da carga hidráulica zero. A curva de molhamento é obtida pelos equilíbrios sucessivos a partir de amostras à baixa umidade ou analogamente, ψ_m bastante negativo.

O que ocorre em condições de campo é uma sucessão de secamentos e molhamentos e esta sucessão natural, esta história progressiva, não ocorre sem deixar marcas no volume de solo em estudo; isto é, a função de retenção é histerética, ou seja, a um dado potencial mátrico, a umidade é diferente em um solo que está sofrendo molhamento, quando comparada com seu secamento, no caso menor no primeiro. Entre os primeiros clássicos, no tratamento da histerese está o trabalho de HAINES (1930), ao nível teórico e, mais recentemente, ao nível de experimento de campo pode-se citar ROYER & VACHAUD (1975), WATSON *et alii* (1975), e em laboratório POULOVASSILIS (1983), utilizando colunas de solo, e em nosso meio, FREIRE (1975), utilizando Funil de Haines, Câmara e Membrana de Richards.

As características mais importantes do efeito

da histerese em uma curva de retenção, são mostradas na Figura 1, KLUTE (1986). A curva de drenagem que se inicia a partir de uma saturação completa da amostra é denominada curva inicial de drenagem (CID). Observa-se que à medida que a água é removida via placa porosa, o potencial mátrico diminui e o teor de água aproxima-se de um limite chamado teor residual de água, θ_r . A curva principal de molhamento (CPM) é obtida a partir do molhamento que se inicia a um baixo teor de água. Muitas vezes, essa umidade inicial é a residual, θ_r , e à medida que o solo vai sendo umedecido, ao longo da CPM, o potencial mátrico se aproxima de zero e o teor de água se aproxima do valor, θ_o , que é menor que o da porosidade total, θ_s , devido à presença de ar preso. O teor, θ_o , é chamado de saturação natural.

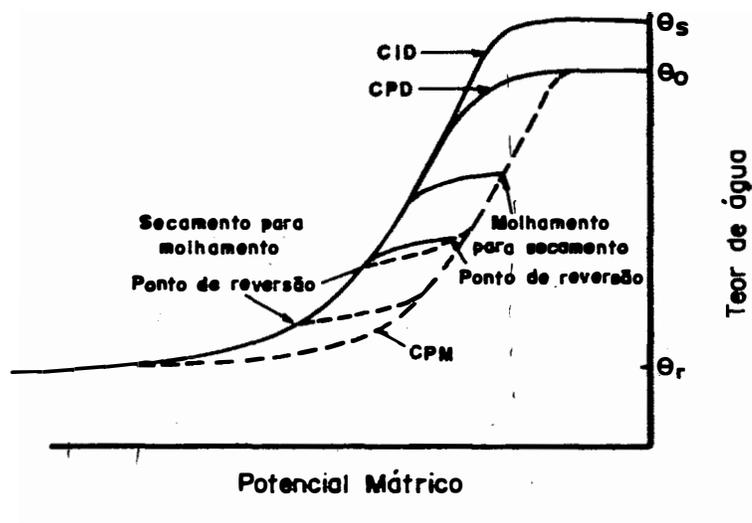


Figura 1. Diagrama mostrando o efeito da histerese em curva de retenção de um solo arenoso com estrutura estável. Linhas cheias: curvas de secamento; linhas tracejadas: curvas de molhamento. (KLUTE, 1986, pág. 636).

A curva de drenagem obtida à partir de θ_0 é chamada curva principal de drenagem (CPD). Observe-se que à medida que o ψ_m decresce, CPD e CID tornam-se assintóticas. As duas curvas características completas, da saturação ao secamento e vice versa, são chamadas de ramos principais da curva característica histerética. Quando um solo parcialmente úmido começa a drenar ou quando está mais seco e começa a ser umedecido, a relação entre sucção e umidade segue um conjunto de curvas intermediárias entre um ramo principal e outro (Figura 1). Estas curvas intermediárias são chamadas de "scanning curves", HILLEL (1980).

Observando ainda a Figura 1, nota-se um patamar, para valores menores de ψ_m , antes que θ comece a decrescer. KLUTE (1986) explica o fenômeno pela rigidez estrutural da amostra em questão, que apresenta uma região de franja capilar, exigindo então a entrada de ar na amostra para que o teor de água comece a diminuir. Essa rigidez estrutural se oporia ao caso de matrizes deformáveis (solos que se expandem) onde o teor de água decresceria à medida que o ψ_m se afastasse do valor zero, sem que houvesse necessidade de entrada de ar na amostra. Nestas condições depreende-se que em solos deformáveis, quando submetidos à pressão, o rearranjo das partículas

sólidas ocasionaria a expulsão da água nos poros, para a sequência inicial do secamento, ao passo que se não há mobilidade de partículas, a expulsão da água deverá se dar somente pela pressão/sucção e assim é de se prever um certo patamar até que o ar possa entrar, ocupando um volume de poros que inicialmente continha água.

No presente contexto, como já mencionado, os equipamentos para determinar a curva de retenção são de dois tipos, de sucção e de pressão.

No primeiro HAINES (1930), a amostra à umidade θ_0^* é posta em contato hídrico através da placa porosa com uma outra massa de água. A amostra de solo fica sujeita à pressão atmosférica e a pressão na massa de água é reduzida à condições subatmosféricas, pela redução da carga hidráulica. Assim, a água flui da amostra até que o equilíbrio hidráulico seja atingido, determinando-se então a umidade e a correspondente carga hidráulica. KLUTE (1986) apresenta uma ampla discussão dos potenciais hídricos envolvidos bem como da faixa de operação do equipamento, ou seja, suas limitações.

* à partir deste momento apresentam-se as condições sob as quais o experimento foi efetivamente conduzido, daí a necessidade das exposições procedentes e deverá culminar com o próximo capítulo, Material e Métodos.

Na câmara de pressão de Richards, os principais componentes são:

1) placa porosa que quando "saturada" com água torna-se permeável à solução do solo, mas impermeável à partículas de solo e gases, a menos que o diferencial de pressão na fase gasosa em ambos os lados da membrana exceda um valor crítico ΔP_k , dado pela relação:

$$\Delta P_k = \frac{2\sigma\cos\theta}{r},$$

onde σ é a tensão superficial da água no solo; θ o ângulo de molhamento, e r o raio do maior poro da placa.

Então, ΔP_k depende do tamanho dos poros da placa, do ângulo de molhamento do poro pela solução, das propriedades do líquido, e da temperatura, que atefa σ . As considerações acima também valem para o funil de placa porosa. Um excelente tratamento dos fenômenos de capilaridade envolvidos pode ser visto em LIBARDI (1984).

2) um diafragma de borracha, subjacente a placa, que contém a massa de água ligada a pressão atmosférica, podendo o conjunto placa - diafragma ser posicionado em uma câmara de pressão regulável. Então, o topo da amostra fica sujeito à pressão e sua base, na placa porosa, ligada à uma massa de água sujeita à pressão atmosférica.

Analogamente ao funil (sucção) a amostra à umidade θ_0 é submetida à uma pressão e a água flui da amostra até que o equilíbrio hidráulico seja atingido, determinando-se então a umidade correspondente à pressão aplicada.

Vale a pena no presente momento relacionar o esquema bastante resumido acima apresentado com o princípio termodinâmico do método da câmara de pressão (GLOBUS *et alii*, 1971).

2.1.1.4. Influência da temperatura na elaboração da curva de retenção

Supõe os autores uma amostra de estrutura rígida, à umidade θ_0 , posicionada numa câmara de pressão, conforme a Figura 2b, hidráulicamente conectada e em equilíbrio termodinâmico com a água na câmara inferior cuja pressão é constante e igual à atmosférica, tomada como zero.

O equilíbrio termodinâmico seria dado pelo equilíbrio químico dos potenciais da água no solo, μ_s , e na câmara à pressão atmosférica, μ_0 . O potencial da água no solo e na câmara depende da pressão externa do gás, P , da temperatura, T , da concentração salina, c , e μ_s , além destes, da umidade θ .

$$\mu_s = f(P_s, T, C, \theta) \quad (2.1)$$

$$\mu_o = f(P_o, T, C) \quad (2.2)$$

Subscritos "s" referem-se aos parâmetros na câmara de pressão e "o" aos parâmetros na câmara à pressão normal (atmosférica).

Para alterações reversíveis infinitamente pequenas do potencial, tem-se:

$$d\mu_s = \left(\frac{\partial \mu_s}{\partial P_s} \right)_{\theta, C, T} dP_s + \left(\frac{\partial \mu_s}{\partial T} \right)_{P_s, C, \theta} dT + \left(\frac{\partial \mu_s}{\partial C} \right)_{P_s, T, \theta} dC + \left(\frac{\partial \mu_s}{\partial \theta} \right)_{P_s, T, C} d\theta \quad (2.3)$$

$$d\mu_o = \left(\frac{\partial \mu_o}{\partial P_o} \right)_{T, C} dP_o + \left(\frac{\partial \mu_o}{\partial T} \right)_{P_o, C} dT + \left(\frac{\partial \mu_o}{\partial C} \right)_{P_o, T} dC \quad (2.4)$$

onde:

$$\frac{\partial \mu}{\partial P} = v; \quad \frac{\partial \mu}{\partial T} = -s, \quad (2.5)$$

sendo v o volume específico, s a entropia específica e o último termo à direita na equação (2.3) a diferença no potencial mátrico:

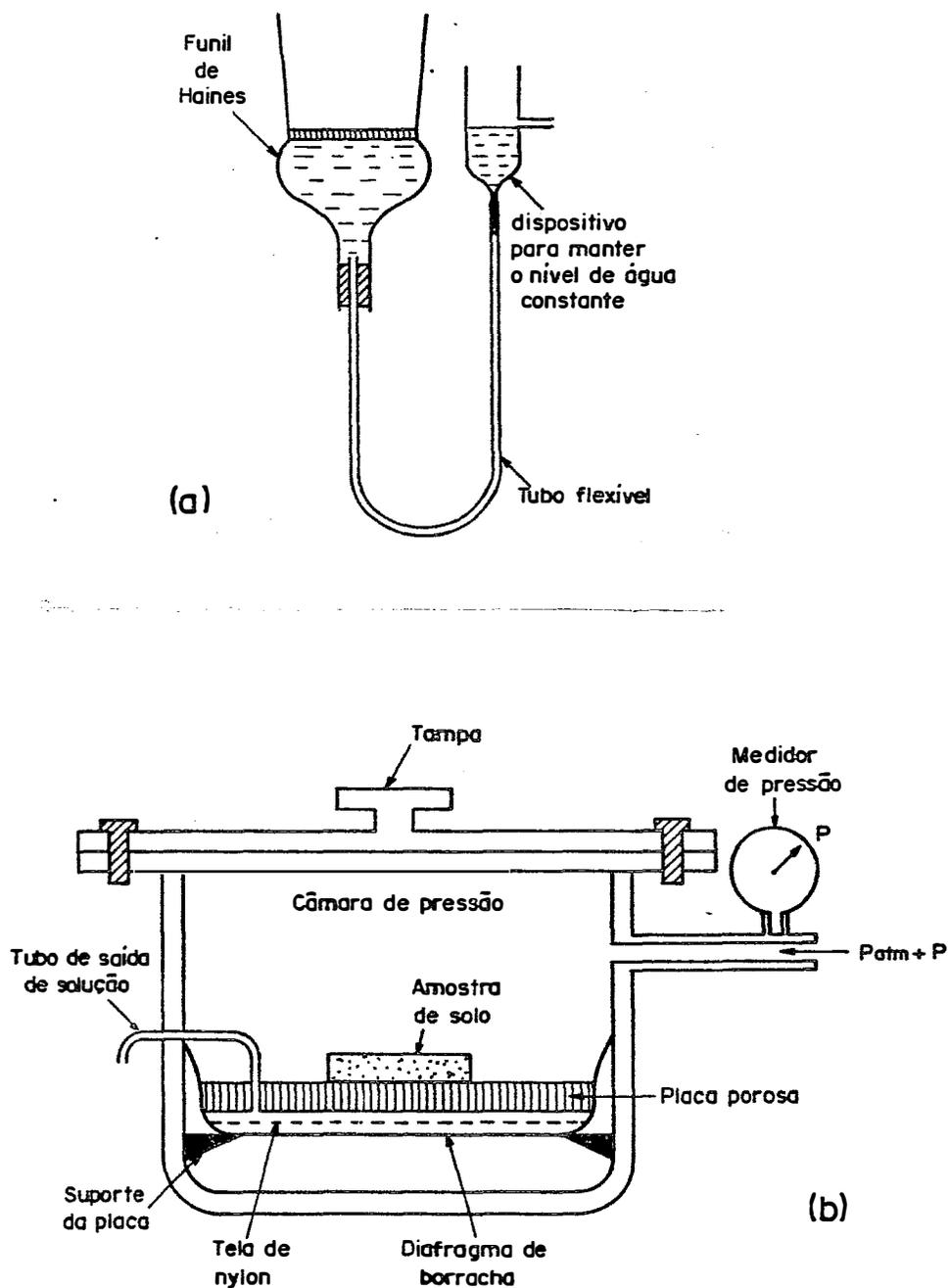


Figura 2. a) Funil de Haines, b) Câmara de pressão de Richards.

$$\left(\frac{\partial \mu_s}{\partial \theta} \right)_{C, P_s, T} d\theta = d\psi_m \quad (2.6)$$

Sob condições de equilíbrio $d\mu_s = d\mu_o = 0$ e, portanto, igualando-se (2.3) e (2.4) à partir de (2.5) e (2.6) tem-se:

$$\begin{aligned} v_s dP_s - s_s dT + \left(\frac{\partial \mu_s}{\partial C} \right)_{P_s, T} dC + d\psi_m = \\ v_o dP_o - s_o dT + \left(\frac{\partial \mu_o}{\partial C} \right)_{P_o, T} dC \end{aligned} \quad (2.7)$$

Como mencionado, as placas porosas são permeáveis à solução salina, portanto, após o movimento de sais da amostra para a água sob a placa, $dc = 0$. Além disso, a pressão na câmara inferior é constante e igual à atmosférica, logo $dP_o = 0$.

Portanto, de (2.7) tem-se

$$d\psi_m = -v_s dP_s + (s_s - s_o) dT, \quad (2.8)$$

e para alterações finitas de temperatura e pressão:

$$\psi_m = -v_s P_s + \int_{T_1}^{T_2} (s_s - s_o) dT, \quad (2.9)$$

assumindo-se que v_s é independente de P_s .

Analisando a expressão (2.9) constata-se que se a temperatura permanecer constante ou se a entropia específica da água no solo for igual à da água à pressão atmosférica, a pressão manométrica do gás na câmara é uma medida de ψ_m com o sinal trocado.

Em outras palavras, o método da câmara de pressão de medida de ψ_m é um método de compensação. Iguala-se o potencial inicial desconhecido da água no solo com o conhecido potencial da água livre, igual a zero, pela aplicação da alta pressão P_k , elevando o potencial na amostra de um valor negativo (solo não saturado) até zero, da água livre em equilíbrio. O valor de P_s é usado como medida de ψ_m .

Observe-se ainda que a expressão (2.9) vale somente se a pressão na câmara inferior permanecer constante enquanto o equilíbrio é atingido. Entretanto, se a face inferior da placa não está em contato com a água livre, há formação de meniscos, cuja superfície, em geral não é plana e, portanto, a pressão no líquido na face inferior da placa difere da atmosférica, violando as condições sob as quais a expressão (2.9) é válida.

Violações desta espécie são produzidas pela difusão de gás através da placa. Analisando as expressões para os potenciais químicos nas câmaras superior e

inferior, vê-se que em presença de uma diferença na pressão total entre essas câmaras, o potencial químico do gás na câmara superior é maior que na inferior e isto causa a difusão gasosa. Então, a difusão gasosa através da placa não está associada a defeitos mas é uma consequência inevitável do modo de operação do equipamento. Claramente, o fluxo gasoso por difusão aumenta com o aumento de P_s . Após atingir o limite de solubilidade em água, o gás que está se difundindo é levado pela água à câmara inferior, na forma de bolhas, que gradualmente deslocam a água sob a placa, que é usualmente pequena em volume. Como resultado, não apenas a condição de contorno inferior do equilíbrio, exigido pela teoria é violado, como também a área de contato entre a placa e a água livre é reduzida, tornando lenta a drenagem da água pela amostra e portanto o estabelecimento do equilíbrio.

Retornando ao termo $\int_{T_1}^{T_2} (s_s - s_o) dT$ na expressão (2.9), têm-se ainda algumas restrições a fazer. Desde que em geral as entropias específicas da água no solo e livre não são iguais, este termo é nulo desde que a temperatura se mantenha constante (não está se supondo aqui gradientes de temperatura no interior da câmara, desde que equilíbrio termodinâmico também pressupõe igual temperatura em todas as partes do sistema). Então, medidas precisas de

ψ_m , que devem ser comparadas umas com as outras, devem ser realizadas à mesma temperatura, desde que o termo que contém a entropia contribui de alguma forma com ψ_m , e não é levado em conta no primeiro termo do lado direito da equação (2.9). Esta contribuição, no entanto, é aparentemente pequena, especialmente para altos valores de ψ_m .

A influência da temperatura deve-se ao fato de que a intensidade das forças que retém a água no solo a um dado potencial é dependente da temperatura. A tensão superficial diminui com o aumento da temperatura, o que leva à uma redução no teor de água a um dado potencial. Os efeitos da temperatura sobre as forças de adsorção são um pouco obscuros (KLUTE, 1986) mas novamente parece que um aumento na temperatura leva a uma redução no teor de água a um dado potencial. Os efeitos não são extremamente grandes mas podem ser significativos em alguns estudos.

As flutuações de temperatura no interior da câmara tendem a causar a evaporação da água das amostras e a condensação nas partes frias do sistema. Assim, se o fluxo de água para fora do sistema está sendo utilizado para determinar a condição das amostras, esta destilação torna difícil inferir o teor de água nas amostras pelo volume que está saindo. Por esta razão e devido à difusão

de gás pela placa, medidas do fluxo de água não são geralmente recomendadas como critério para determinação do equilíbrio. Além dessas flutuações no meio que circunda o equipamento e que acabam por alterar a temperatura também neste, o solo da amostra também está sujeito a aquecimento, provavelmente devido a processos microbiológicos (Globus *et alii*, 1971), tornando desejável então o uso de alguma substância que suprima o desenvolvimento da microflora. Sugestões quanto à substância podem ser vistos em KLUTE & DIRKSEN (1986) e BALL & HUNTER (1988).

Principalmente na década de 60, uma série de pesquisadores se dedicou ao estudo do efeito da temperatura na relação $\theta \times \psi_m$, uma vez que invariavelmente, a clássica teoria da relação entre temperatura e tensão superficial não era suficiente para dar conta das diferenças observadas (PECK, 1960; WILKINSON & KLUTE, 1962; CHAHAL, 1963; CHAHAL, 1965 e CHAHAL, 1966). O primeiro autor aborda o problema levando em conta a) efeito do ar aprisionado; b) dependência da tensão superficial com a temperatura; c) dependência do volume de água com a temperatura; d) alterações no potencial mátrico devido à pressão aplicada, concluindo que em geral, curvas de retenção determinadas por métodos de pressão e de sucção serão diferentes. CHAHAL (1963) apresenta um modelo mais realista que o de

PECK (1960), explicitando que as diferenças observadas para o potencial mátrico com a temperatura podem ser explicadas em termos das alterações no volume de ar aprisionado. Altos valores dos coeficientes de temperatura (definido por WILKINSON & KLUTE (1962) como a razão de variação do potencial mátrico com a temperatura), ocorreriam mais em solos de textura fina em comparação com os de grossa, simplesmente devido a haver um maior volume de ar aprisionado no primeiro, antes ou durante a drenagem. Também, notam os autores que o volume de ar no sistema não está limitado ao que havia durante o molhamento da amostra, que depende de fendas, cavidades e outras deformações nas partículas, mas também está relacionado à curva de drenagem. O trabalho de CHAHAL (1966) mostra que em amostras parcialmente saturadas, o teor de água a um dado potencial mátrico depende da pressão total que atua no sistema, ou seja, a energia de um sistema que contém ar aprisionado, determinada pela câmara de pressão, não representa o verdadeiro estado do sistema após a liberação da pressão.

Esta afirmativa significa que quando a amostra de solo se encontra em equilíbrio na câmara de pressão, a pressão pneumática é positiva e o potencial mátrico tem um valor negativo. Quando a pressão do gás é

liberada e a amostra é removida da placa, é normalmente assumido que o potencial mátrico não se altera. Há pelo menos duas razões para que tal suposição possa não ser válida. Primeiramente, se há volumes isolados de ar aprisionado na solução da amostra, estes tenderão a se expandir quando se reduzir a pressão sobre a fase líquida. A expansão do ar aprisionado afetará a curvatura da interface entre as fases solução/contínuo de gás e portanto afetará o potencial mátrico. Normalmente o potencial mátrico aumentará, i.e., tornar-se-á menos negativo. (CHAHAL & YOUNG, 1965; DE BACKER & KLUTE, 1967). A segunda razão é que a matriz do solo pode sofrer perturbação por ocasião da remoção da placa, levando também a um aumento do potencial mátrico (JENSEN & KLUTE, 1967). Claramente, este efeito também pode ocorrer em funis de placa porosa.

Este distúrbio na matriz, pode no entanto ocorrer antes da amostra ir para a câmara, durante o umedecimento/saturação da amostra e portanto todos os potenciais medidos estarão sujeitos a diferenças, por alteração da amostra em relação à matriz original.

Estes distúrbios na saturação podem ter dois motivos atuando juntos ou isoladamente:

1o.) o fluido de molhamento pode provocar a dispersão dos agregados, portanto é particularmente crítico em solos de textura fina;

2o.) o ato de molhamento é brusco.

Para o primeiro caso, recomenda-se uma solução deaerada de CaSO_4 , 0,005 M (KLUTE, 1986 e GLOBUS *et alii*, 1971 entre outros), ressalta-se no entanto que para nossos solos esta solução poderá provocar a dispersão e para o segundo, dois procedimentos podem ser utilizados, dependendo se quer-se determinar a curva inicial de drenagem (CID) ou a curva principal de drenagem (CPD). Para a CID o procedimento deverá proporcionar completa saturação. Dois métodos são usados comumente: molhamento sob vácuo, ou jateamento com CO_2 seguido por molhamento e jateamento com água deaerada (KLUTE, 1986; BALL & HUNTER, 1988).

Para a CPD a amostra deve ser umedecida de forma a produzir uma saturação natural, isto é, com as amostras em uma bandeja, vai-se elevando lentamente o nível de água até ela atingir a borda da amostra. A imersão brusca da amostra na água pode causar a "explosão" dos agregados do solo e conseqüentemente uma alteração significativa na estrutura. Quando um agregado de solo seco

é subitamente cercado por água líquida, forças de adsorção e capilaridade forçam a água a penetrar no agregado, comprimindo o gás aprisionado nos poros intraagregados. Muitas vezes o aumento na pressão do gás é suficiente para romper o agregado. O rompimento não ocorre se o processo de molhamento foi conduzido sob vácuo. O molhamento por embebição à partir de uma lâmina de água que vai se elevando minimiza a ação de rompimento do agregado (KLUTE, 1986; BALL & HUNTER, 1988).

Finda aqui a primeira parte da revisão de literatura proposta, onde os principais pontos críticos para a obtenção da curva de retenção foram relatados, bem como uma exposição teórica do princípio termodinâmico envolvido e que deu então base para uma sequência de considerações.

2.2. Abordagens estatísticas

Os estudos do assunto têm revelado que os atributos físicos de um solo variam em pontos relativamente próximos em uma mesma área, de forma significativa e sem causa visual aparente, BECKETT & WEBSTER (1971). É comum se encontrar em um campo que se maneja como uma única unidade agrônômica, diferenças no valor de um parâmetro de uma,

duas ou três ordens de grandeza (10, 100 ou 1000 vezes diferente), entre pontos separados de poucos metros. Estas diferenças poderiam explicar o rendimento diferente entre plantas, que normalmente se observa em campo cultivado.

Os atributos físicos, que variam em faixas tão amplas como as mencionadas, têm grande importância na determinação dos fluxos de água ou sais no solo, em cada ponto do campo, e por isto que apenas um valor médio dos mesmos não apenas pode ser de pouca utilidade, mas também pode conduzir a decisões de manejo de alto risco, tanto do ponto de vista do sistema solo-água-planta, que podem levar a danos mais ou menos permanentes no sistema, como a danos econômicos relacionados ao uso de recursos produtivos e a posterior resposta em rendimento das culturas (GUROVICH, 1982).

Sob as considerações anteriores, há que se buscar ferramentas para a caracterização da variabilidade, o que será feito neste trabalho através de enfoques estatísticos.

Para facilitar a leitura dos parágrafos subsequentes, apresenta-se à seguir o roteiro da revisão de literatura pertinente.

A determinação do número de amostras necessário para a caracterização de uma determinada área,

supostamente homogênea, quanto a um dado atributo físico, supõe a aplicabilidade da estatística clássica ou de Gauss, que se assenta sobre três hipóteses:

- i) distribuição normal dos dados;
- ii) independência espacial das amostras;
- iii) número suficiente de amostras para que o

Teorema do Limite Central se aplique.

O teste do tipo de distribuição passa pela estatística clássica, mas para a verificação da independência espacial tem-se que lançar mão da geoestatística, que por sua vez assenta-se em hipóteses de estacionariedade. Para os objetivos deste trabalho, a geoestatística não será abordada ou seja não será testada a independência, devendo-se no entanto proceder-se a esta análise em etapas futuras.

2.2.1. Homogeneidade e heterogeneidade do solo

Inicialmente, como algo heterogêneo subentende algo variável, este deve ser o conceito inicial. Entende-se por variabilidade a qualidade (ou caráter, ou grau) do que é variável; esta palavra é derivada do adjetivo latino "variabile" (que pode apresentar valores

distintos).

Para GROSSI SAD (1986), um corpo geológico é homogêneo, em relação a uma certa feição, quando suas partes podem ser intercambiadas sem modificação do aspecto da feição sob exame. O grau de homogeneidade cresce quando diminui o tamanho de suas partes intercambiadas. Prossegue o autor afirmando que não existe homogeneidade na verdadeira acepção da palavra, pois a matéria é descontínua e o conceito se aplica a meios contínuos. Por isto, estabeleceu-se a homogeneidade de um certo atributo medido em um corpo geológico através da estatística. Neste caso, compara-se unidades de volume suficientemente grandes em relação à heterogeneidade, o que implica que o conceito também depende da escala de observação.

A variabilidade espacial pode ser agrupada em duas categorias: variabilidade sistemática e variabilidade ao acaso.

A variabilidade sistemática é uma mudança gradual ou acentuada nas propriedades do solo, como uma função da paisagem, aspectos geomorfológicos, fatores de formação e/ou do próprio manejo do solo, pelo homem. Associadas à variabilidade sistemática, existe a variabilidade ao acaso representada pelas mudanças nas propriedades do solo que não podem ser atribuídas a uma

causa conhecida, podendo ser uma decorrência da litologia diferencial, hidrologia diferencial, intensidade diferencial do intemperismo, erosão e adição diferencial, fatores biológicos, erros analíticos e de amostragem, (CORREIA & FREIRE, 1986).

2.2.2. Métodos da estatística clássica (de Gauss ou casual), para estudos da variabilidade

2.2.2.1. Média, variância e distribuição de frequência dos dados

Como primeira aproximação, é possível dizer alguma coisa sobre uma população estatística conhecendo apenas seu valor médio e o desvio padrão relativo a esta média. Se se tomam amostras com valores medidos x_i (x_1, x_2, \dots, x_n), estimativas para a média, \bar{x} , e para o desvio padrão, s , são definidas por:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (2.10)$$

$$s = \left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \quad (2.11)$$

[O valor médio " \bar{x} " fornece a média do parâmetro e o desvio padrão esclarece sobre a faixa de variação do parâmetro. Grandes valores de "s" correspondem a amostras distintas, pequenos valores correspondem a amostras que estão mais próximas da média estimada. Estes dois parâmetros estatísticos não dizem nada em si mesmos quanto ao tipo de distribuição dos dados, nem quanto as posições relativas dos locais de amostragem.]

A distribuição de frequência dos valores x_i permite conhecer aspectos adicionais dos parâmetros medidos, que definem de maneira mais completa sua variabilidade. Como afirmam WARRICK & NIELSEN (1980), a distribuição de frequência permite determinar médias, dispersões e mesmo a probabilidade de que um valor dado ao acaso esteja dentro de limites especificados.

No caso dos atributos físicos relacionados com a água no solo, geralmente se obtém distribuições estatísticas do tipo normal ou log-normal, ou seja a distribuição de frequências de valores medidos de um parâmetro físico em uma área experimental, pode ser representada pela curva normal (ou de Gauss) ou por uma curva log-normal.

Uma distribuição normal é representada pela equação:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{1}{2} \frac{(x-m)^2}{\sigma^2}\right) \quad (2.12)$$

para a variável "x", onde $-\alpha < x < +\alpha$ e σ e m representam respectivamente o desvio padrão e a média da população. Este tipo de distribuição pode ser vista em WAENY (1979). Nesta distribuição, a média se encontra no centro coincidindo com o valor da mediana (na qual metade dos valores são menores e metade são maiores) e com o valor da moda (o valor mais frequente).

Uma distribuição log-normal é representada pela equação:

$$f(x) = \frac{1}{x_i \sigma_n \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{1}{2} \frac{(\ln(x_i) - \mu_n)^2}{\sigma_n^2}\right) \quad (2.13)$$

Os parâmetros normalmente usados para descrever uma distribuição log-normal são a moda, igual a $\exp(\mu_{ln} - \sigma_{ln}^2)$, a mediana igual a $\exp(\mu_{ln})$ e a média igual a $\exp(\mu_{ln} + \frac{1}{2} \sigma_{ln}^2)$, mais detalhes podem ser encontrados em LANDIM (1985); DAVID (1977); GUROVICH (1982); WARRICK & NIELSEN (1980).

Na verdade, as equações (2.10) e (2.11) são decorrentes da distribuição normal e na distribuição log-normal o cálculo da média é mais trabalhoso como pode se ver logo acima e com maiores detalhes em DAVID (1977), na página 13.

Mas não é apenas a facilidade no cálculo da média que torna mais "atraente" a distribuição gaussiana. HEATH (1981) afirma que sua importância reside no fato de existir para ela um instrumental estatístico adequado, um conjunto de métodos que se aplicam melhor à essa do que a outros tipos de distribuição. Infelizmente, embora seja requisito básico para utilização de métodos clássicos, nem sempre a verificação do tipo de frequência tem sido levado em conta em muitos experimentos (MEAD & CURNOW, 1983). Para exemplificar a importância da determinação do tipo de distribuição, WARRICK & NIELSEN (1980) trazem um exemplo onde a diferença entre as médias, tratando uma distribuição log-normal como normal é de cerca de 11%.

Por outro lado, além de muitos atributos do solo terem distribuição normal, muitos pesquisadores têm-se preocupado em identificar o tipo de distribuição.

Assim, NIELSEN *et alii* (1973) concluíram que, para as variáveis argila, areia, densidade do solo e teor de água, os dados apresentaram uma distribuição normal,

enquanto que os de condutividade hidráulica mostraram distribuição log-normal.]

Vários trabalhos confirmam a distribuição normal para os dados de densidade do solo (COELHO, 1974; CASSEL & BAUER, 1975), granulometria e teor de água na saturação (GUMAA, 1978). SILVA (1988) encontrou distribuição normal para a porosidade total na camada de 25 cm e ANDERSON & CASSEL (1986) também confirmaram distribuição log-normal para a condutividade hidráulica.

Para a verificação do tipo de distribuição, pode-se lançar mão de vários métodos, tanto gráficos (WARRICK & NIELSEN, 1980; LANDIM, 1983) quanto analíticos (HOFFMANN, 1980; LANDIM, 1985). Destes últimos, o chamado método dos momentos tem sido bastante utilizado (SILVA, 1988; DOURADO NETO, 1989).

Utilizando o método dos momentos, os parâmetros estatísticos média, variância, assimetria e curtose podem ser calculados das seguintes maneiras (LANDIM, 1985):

a) média ou primeiro momento em torno de zero.

$$\bar{x} = m'1 = \sum_{i=1}^n x_i/n \quad (\text{dados não agrupados}) \quad (2.14)$$

$$x_k = m'1k = \sum f_j x_j / \sum f_j \quad (\text{dados agrupados em } k \text{ classes, com pontos médios } x_j \text{ e frequências } f_j) \quad (2.14a)$$

b) variância, ou segundo momento centrado na média

$$m'2 = (\sum (x_i - \bar{x})^2) / n = ((n-1)/n) s^2 \quad \text{(dados não agrupados)} \quad (2.15)$$

$$m'2k = (\sum f_j (x_j - \bar{x}_k)^2) / \sum f_j \quad \text{(dados agrupados em k classes, com pontos médios } x_j \text{ e frequência } f_j) \quad (2.15a)$$

c) assimetria e curtose, calculadas pelos momentos centrados na média em unidades de desvio padrão, segundo PEARSON.

$$m'3 = \sum x_i^3 / n - 3\bar{x}(\sum x_i^2 / n) + 2\bar{x}^3 \quad (2.16)$$

$$m'4 = \sum x_i^4 / n - 4\bar{x}(\sum x_i^3 / n) + 6\bar{x}^2(\sum x_i^2 / n) - 3\bar{x}^4 \quad (2.17)$$

$$\text{assimetria} = b_1 = m'3 / m'2 \quad (2.18)$$

$$\text{curtose} = b_2 = m'4 / m'2 \quad (2.19)$$

Para curvas com distribuição normal, "b₁" apresenta valores em torno de zero e "b₂" em torno de três.

2.2.2.2. O coeficiente de variação

O coeficiente de variação (cv) é útil para expressar a variabilidade de forma relativa.

$$cv\% = 100 * (s/\bar{x}) \quad (2.20)$$

O cv é adimensional e terá o mesmo valor independentemente de quais unidades sejam utilizadas nas medidas. Além dessas vantagens é útil na comparação entre parâmetros. Para alguns parâmetros do solo, cv pode ser menor que 10%, para outros maior que 1000%, (WARRICK & NIELSEN, 1980).

Apresentam ainda os autores acima mencionados uma tabela contendo as médias, desvios padrão e coeficientes de variação para 10 parâmetros físicos do solo, classificando-os entre baixa, média e alta variabilidade de acordo com o coeficiente de variação. Destacando-se os parâmetros de maior interesse para esse trabalho, a densidade do solo e o conteúdo de água à saturação apresentaram baixa variação (cv < 12%) e os teores de água, tanto à base de massa como de volume, às tensões de 0,1; 0,2; 2,2 e 15 bar apresentaram variação média (12 < CV < 52%). Ressaltam ainda que o CV pode ser

um indicador de que o número de amostras é insuficiente, embora muitas vezes a obtenção do atributo físico seja tão laboriosa que se torna impraticável.

O trabalho básico, do qual parte dos dados é apresentada na tabela anteriormente referida, e que parece ter motivado todo um retorno da preocupação com a variabilidade deve-se à NIELSEN *et alii* (1973). Vários outros se seguiram, BABALOLA (1978), CASSEL & BAUER (1975); CARVALHO *et alii* (1976); GAJEM *et alii* (1981); ANDERSON & CASSEL (1986) entre outros, confirmando as observações de NIELSEN *et alii* (1973), sendo encontrados valores menores de variação e distribuição normal de dados para a granulometria, densidade do solo e das partículas, enquanto que para os dados relacionados com infiltração e condutividade hidráulica, os coeficientes de variação chegaram a atingir 5300% (ANDERSON & CASSEL, 1986). Variações dessa magnitude podem implicar num erro de cerca de 100 ordens de grandeza, quando da utilização de um valor médio (BABALOLA, 1978).

Apesar do CV ser uma ferramenta na identificação da variabilidade há que se destacar pelo menos duas limitações à sua utilização. A primeira ocorre quando os dados podem ter valores positivos e negativos com conseqüente média próxima de zero (WILDING & DREES, 1969) e

a segunda é que embora expresse o grau de variabilidade do atributo, não reflete sua forma (GROSSI SAD, 1986).

2.2.2.3. Número de amostras necessário para se obter um valor representativo da variável estudada.

Uma vez que a média e o desvio padrão da população estatística tenham sido determinados, equações (2.10) e (2.11) respectivamente, pode-se calcular a variância da média:

$$v(\bar{x}) = \frac{s^2}{n} \quad (2.21)$$

Estimada a variância da média pode-se estabelecer, os limites de confiança ao redor da média pela seguinte relação:

$$L = \bar{x} \pm t_{\alpha} (s^2/n)^{1/2} \quad (2.22)$$

onde L é o limite de confiança, t_{α} é o t de Student, com (n-1) graus de liberdade ao nível α de probabilidade.

Se uma estimativa da variância é disponível de amostragens prévias ou pode ser obtida do conhecimento da população, então, uma estimativa do número de amostras

necessário em futuras amostragens para obter uma dada previsão com uma probabilidade especificada pode ser obtido das equações (2.21) e (2.22).

$$n = t_{\alpha}^2 s^2 / D^2 \quad (2.23)$$

onde D é o limite de variação em torno da média, expresso em percentagens.

As considerações anteriores, bem como exemplos práticos de aplicação, podem ser vistas, entre outros, em WARRICK & NIELSEN (1980) e PETERSEN & CALVIN (1986).

Para a aplicação da equação (2.23), as seguintes condições têm que ser satisfeitas (ver início do §2.2., roteiro da revisão).

i) distribuição normal dos dados (ANDERSON & CASSEL, 1986);

ii) independência espacial das amostras (WARRICK & NIELSEN, 1980);

iii) número suficiente de amostras para que o teorema do limite central se aplique (WARRICK & NIELSEN, 1980; HOFFMAN, 1980, pág. 90), o que de certa forma contém o item "i", mas talvez seja adequado explicitar.

Vários são os autores que se dedicaram à este tipo de estudo. Merecem destaque os trabalhos de ANDERSON & CASSEL (1986) que estudaram a distribuição de frequência, coeficiente de variação, número de amostras necessário para estimar a média em 450 amostras indeformadas de solo. Nestas, foram determinadas a condutividade hidráulica à saturação, curva de retenção, difusividade da água no solo, granulometria e densidade do solo. Embora o número de dados tenha sido grande, resumindo pode-se dizer que apesar de várias propriedades terem mostrado evidência de estarem correlacionadas até uma distância de 52 m, os autores assumiram que as observações eram independentes para calcular o número de amostras. Para estimar a média dentro de um intervalo de $\pm 5\%$ de precisão, necessitariam de 5 a 1300 observações, dependendo da propriedade em estudo.

Também GUMAA (1978), em uma área de 15 ha concluiu que para estimar o valor médio seriam necessários os seguintes números de amostras: densidade do solo (2), água retida a 0,2 bar (61), água retida a 15 bar (98), % argila (110), % silte (150); % areia (53) e condutividade hidráulica (1300). O autor ressalta que embora estes valores não possam ser transferidos para outras áreas, é bastante provável que se encontre os mesmos valores relativos entre esses parâmetros.

Em nosso meio, SILVA (1988), trabalhando em uma malha de 63 pontos distanciados de 20 m, e a duas profundidades (25 e 50 cm) também analisou o número de amostras necessário para estimar a média com variação permitida de 10%, resumindo os dados, para % areia, % argila, densidade das partículas, densidade do solo, porosidade total e água retida às tensões de 0,01; 0,033; 0,1 e 1,5 MPa, 5 amostras seriam suficientes. Para teor de argila, 27.

2.3. Análise exploratória dos dados

Um dos conceitos mais utilizado e no entanto mais controvertido dentro da Física de Solos e em áreas correlatas é o da água-disponível (A.D.). por ser oriundo da diferença entre capacidade de campo (C.C.) e ponto de murchamento permanente (P.M.P.), estes envoltos basicamente em três tipos de dificuldades:

1a.) grande variação nos valores de potencial mátrico correspondentes à C.C. e P.M.P., embora haja grande tendência em assumirem-se valores constantes. (LEAMER & SHAW, 1941; RICHARDS, 1949; COLMAN, 1974; JAMISON & KROTH, 1958; SOUZA, 1989, entre outros).

2a.) correspondência entre valores medidos em laboratório e no campo (SALTER & HAWORTH, 1961; BORGES & MEDINA, 1981; STEVENSON, 1982; RATLIFF, RITCHIE & CASSEL, 1983, entre outros).

3a.) verificabilidade das condições sob as quais os conceitos foram definidos, particularmente do fim da drenagem livre para medida da C.C. (CASSEL & NIELSEN, 1986; SOUZA, 1989, entre outros).

Do ponto de vista da variabilidade espacial, SILVA (1988) calculou o intervalo de água disponível considerando o P.M.P. correspondente à uma tensão de 1,5 MPa e a C.C. como 0,01 e 0,033 MPa para duas profundidades em 63 locais de amostragem de um Latossolo Roxo, encontrando, dependendo da tensão e da profundidade, valores que variaram de 31 (50 cm, C.C. correspondente a 0,01 MPa) a 70 (25 cm, correspondente a 0,033 MPa) para o número de amostras necessário para estimar a média, ao nível de 10% da variação permitida, evidentemente chegando a valores maiores quando se considera o nível de 5%. Também os coeficientes de variação tiveram um mínimo de 22,2% (50 cm; 0,01 MPa) e um máximo de 50% (25 cm; 0,033 MPa) evidenciando a grande variabilidade dos dados. É interessante notar, que estes coeficientes excedem em muito

(pelo menos o dobro chegando à quintuplicar) os obtidos para as unidades à base de volume às tensões de 0,01; 0,033 e 1,5 MPa, utilizados no cálculo da água disponível, levando então à uma propagação de erros muito maior do que seria de se esperar pela simples observação dos coeficientes individuais. Mais alarmante porém, é que, o cálculo do número de amostras para estimar a média com variação permitida de 10%, para qualquer tensão considerada, não excedeu a 3, evidenciando então, o aumento excessivo na variabilidade quando se compõe valores para obter um terceiro (no caso C.C. e P.M.P. para se obter AD). Em vista do exposto, há que se destacar o cuidado que se deve ter com afirmações generalizadas de que certas medidas não necessariamente podem ser utilizadas de maneira absoluta mas que diferenças entre valores da mesma medida o seriam, uma vez que o erro sistemático seria constante e portanto suprimido. Em análises de retenção de água, como já mencionado anteriormente, nem sempre existe o erro sistemático, uma vez que a amostra vai sendo reutilizada e portanto não necessariamente a matriz original permanece a mesma.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Local

A área estudada está localizada geograficamente a $22^{\circ}43'$ de latitude sul e $47^{\circ}25'$ de longitude oeste, com altitude de 580 m acima do nível do mar, situada no campo experimental do Departamento de Física e Meteorologia, campus da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, município de Piracicaba, estado de São Paulo, Brasil.

3.2. Caracterização da área experimental

A área experimental apresenta relevo suave ondulado, conforme ilustra a Figura 3, (DOURADO NETO 1989, pág. 44).

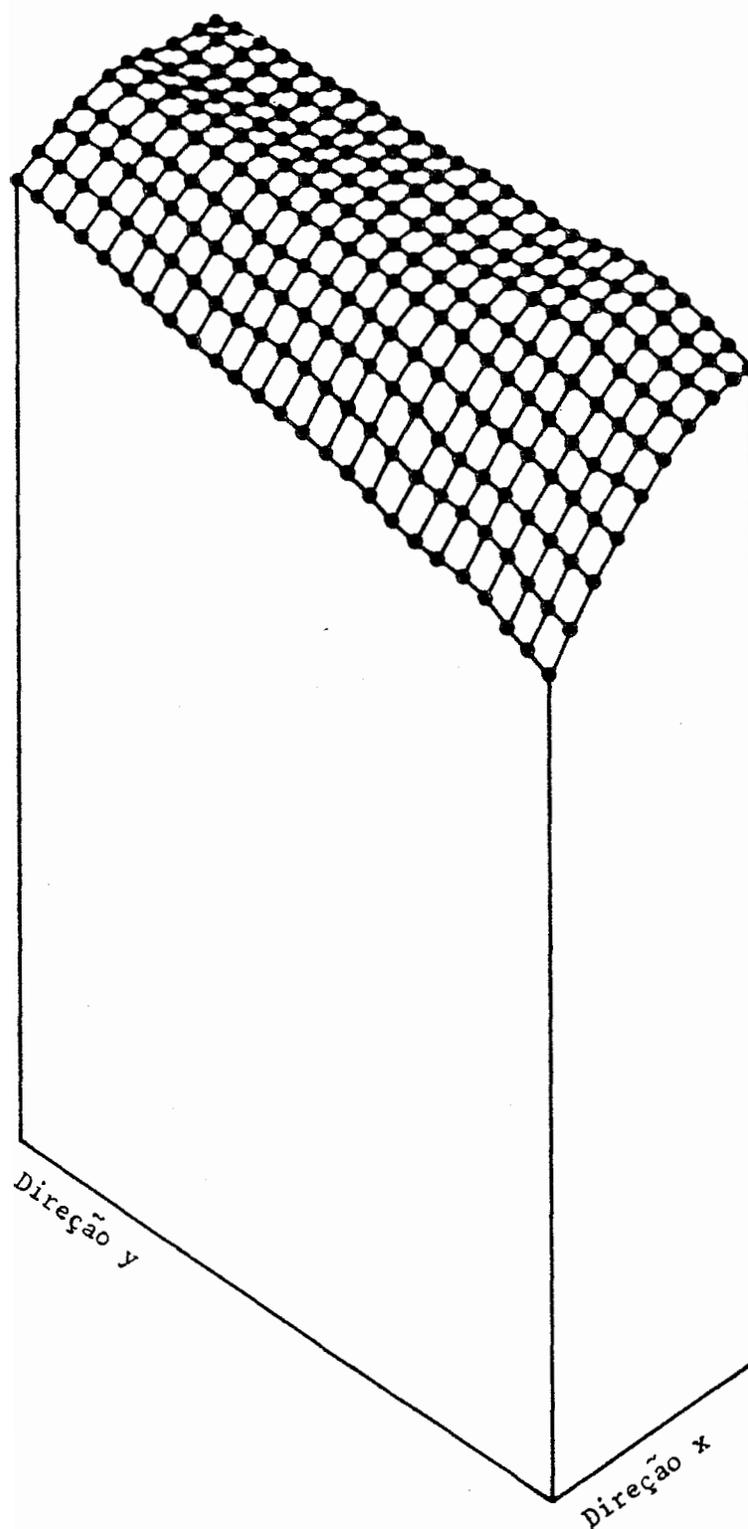


Figura 3. Representação esquemática (relêvo) da área.

O solo foi classificado como Terra Roxa Estruturada Latossólica correspondente ao RHODIC KANHAPLUDALF da classificação americana, (TORRADO*, 1989, citado por DOURADO NETO, 1989).

O clima, segundo a classificação de Koppen, é do tipo Cwa, com as seguintes médias anuais: (i) precipitação: 1253 mm; (ii) temperatura: 21,1°C; (iii) umidade relativa: 74%; (iv) velocidade do vento: 2,2 m/s com direção E/SE predominante (média de setenta e um anos: 1917 a 1987) (VILLA NOVA, 1989).

3.3. Dimensões da área experimental

A área estudada (6250 metros quadrados) foi delimitada com 125 metros no sentido NW-SE e 50 metros no sentido SW-NE, conforme a Figura 4, (DOURADO NETO 1989, pág. 44).

3.4. "Delineamento", amostragem e determinações

O delineamento utilizado proporcionou uma amostragem sistemática (WEBSTER, 1977; PETERSEN & CALVIN, 1986) de volumes indeformados de solo, obedecendo a um arranjo com espaçamento regular de 5 metros, resultando numa

* TORRADO, P.V. Comunicação pessoal, 1989.

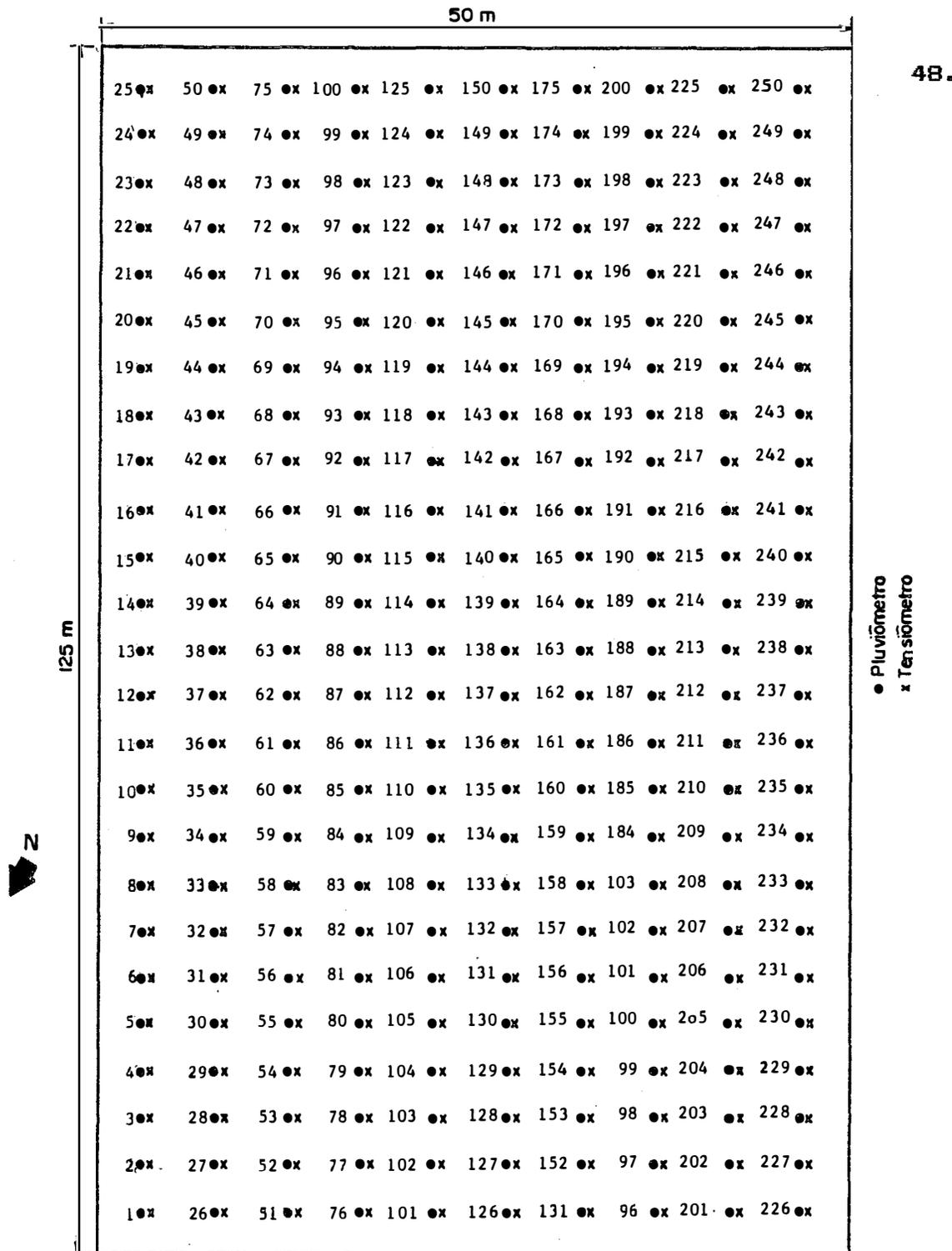


Figura 4. Esquema da área experimental com a localização dos tensiômetros e pluviômetros instalados.

malha quadriculada de 25 linhas e 10 colunas, totalizando 250 pontos.

Foram coletadas 250 amostras indeformadas de solo, à profundidade de 25 cm, as quais foram utilizadas para obtenção das respectivas umidades, às tensões de 5, 10, 60, 100, 306, 816, 3060 e 15300 cm de coluna de água e densidade do solo e posterior análise estatística.

3.5. Obtenção dos pontos (θ_{xym}) da curva de retenção da água no solo

3.5.1. Coleta de amostras indeformadas de solo

Após terem sido locados os 250 pontos de instalação dos tensiômetros (DOURADO NETO, 1989), à 50 cm a jusante destes foram abertas 250 mini-trincheiras, de cerca de 50 x 50 x 22 cm. Estas foram inicialmente cheias de água e após a drenagem/evaporação procedeu-se ao início da coleta de amostras. Este umedecimento prévio, tentando atingir a capacidade de campo, além de facilitar a introdução do anel volumétrico, pela minimização dos distúrbios, também minimiza problemas no molhamento (BALL & HUNTER, 1988) posterior da amostra.

Para extração e confinamento da amostra utilizaram-se anéis de alumínio com uma das bordas

cortantes, BLAKE & HARTEE (1986), com cerca de 3,0 cm de altura e 4,7 cm de diâmetro, dimensões estas que estão dentro dos padrões geralmente utilizados (KLUTE, 1986). Os anéis foram introduzidos manualmente, posicionando-se a face cortante sobre o fundo da trincheira e através de um complemento de mesmo diâmetro e 15 cm de altura do anel e de um aplicador de madeira que se firmava no complemento e que permitia o apoio das mãos, o anel era introduzido no solo. Procurou-se fazer a introdução dos anéis de forma lenta, sem desviá-los da vertical e sem dar "trancos", a fim de que se evitasse problemas de compactação, ou seja introdução de erros sistemáticos (ROGERS & CARTER, 1987). Após a introdução do anel, um torrão de solo contendo a amostra era retirado com o auxílio de uma faca de lâmina suficientemente longa e envolto em papel alumínio, com numeração. O material assim acondicionado foi trazido ao Laboratório de Física de Solos do DFM/ESALQ/USP e guardado em geladeira, a fim de evitar atividade biológica, KLUTE & DIRKSEN (1986, pág. 652).

Posteriormente as amostras foram aparadas, a fim de que as faces de solo expostas se tornassem planas e coincidentes com a altura do cilindro, BLAKE & HARTEE (1986). Após a aparação colou-se lenço de papel na borda não cortante de cada cilindro, com Araldite Normal, a fim de se evitar

perda de solo, uma vez que cada amostra iria ser reutilizada pelo menos oito vezes.

3.5.2. Funil de Haines e câmara de pressão de Richards

Dependendo da tensão necessária, os equipamentos utilizados foram funil de placa porosa (HAINES, 1930) e câmara de pressão de Richards (RICHARDS & FIREMAN, 1943). Assim, quatro pontos foram determinados por sucção (5, 10, 60 e 100 cm de coluna de água) e quatro por pressão (306, 816, 3060 e 15300 cm de coluna de água) embora em dado momento os dois sistemas tenham sido utilizados para determinação do mesmo ponto (306 cm de coluna d'água) para as mesmas amostras, como se verá posteriormente.

A câmara de pressão de Richards utilizada é o equipamento padrão fabricado pela Soilmoisture Equipment Corp.. O funil de placa porosa foi confeccionado segundo orientação de LIBARDI* (1988) com capacidade para dezessete amostras, nas dimensões mencionadas, em contra partida ao funil convencional fabricado pela JENA GLASS (FREIRE, 1975; MOTA 1976) com capacidade para uma amostra. Foram confeccionados sete funis, com placa porosa de 0,5 bar (ver

* LIBARDI, P.L. Comunicação pessoal, 1988.

discussão sobre componentes da câmara de pressão de Richards, item Princípios da Determinação da Curva Característica em Laboratório) de fabricação Soilmoisture Equipment Corp. e placas de acrílico com fundo cônico, para simular o funil propriamente dito. A sucção era feita através de uma mangueira de latex conectada à um tubo de vidro de 1,50 m de comprimento e 3,5 cm de diâmetro, com saídas de água à 5, 10, 60 e 100 cm, medidas à partir da face superior da placa porosa, tomada como referência (KLUTE, 1986). A Figura 5, detalha o que se expôs.

3.5.3. Molhamento da amostra de solo.

O presente trabalho determinou curvas de secamento, mais propriamente falando, para cada amostra determinou-se a curva principal de drenagem (CPD), uma vez que não se iniciou à partir de uma saturação completa da amostra, mas de um valor $\theta_o < \theta_s$, KLUTE (1986); BALL & HUNTER (1988). O fluido utilizado para molhamento foi água destilada e deaerada, através de agitação intermitente sob vácuo, conforme LIBARDI* (1988). O tempo de molhamento pelo processo de embebição foi de 48 horas por lote de amostra,

* LIBARDI, P.L. Comunicação pessoal, 1988.



Figura 5. Fotografia da configuração experimental do funil de Haines utilizado (Confeccionado segundo LIBARDI, P.L. Comunicação pessoal, 1988)

distribuídos de forma a levar-se 24 horas para a elevação do nível da lâmina de água até a borda superior da amostra e o tempo restante a fim de que mais bolhas de ar pudessem ser libertadas (KLUTE, 1986; BALL & HUNTER, 1988).

Nos funis, as amostras foram embebidas diretamente. Inicialmente, com uma lâmina de cerca de 0,2 cm, as amostras eram posicionadas nos funis, depois ia-se elevando a lâmina através da adição de água pelo tubo de vidro, isto é, a água atravessava inicialmente a placa e desta ia para as amostras. Nas câmaras de pressão as amostras foram embebidas em bandejas plásticas, durante o mesmo tempo e depois levadas à câmara com respectivas placas porosas.

3.5.4. Determinação do momento de equilíbrio

Tanto para os funis, quanto para a câmara de pressão, o momento de equilíbrio foi determinado pelo cessamento da drenagem, verificado visualmente pela ausência de pingos de água e formação de menisco nos tubos de saída das placas e funis, KLUTE (1986).

3.5.5. Medidas de umidade

Após o equilíbrio, as amostras eram retiradas do equipamento, determinava-se as massas por pesagem e, quando não havia necessidade de se refazer as colagens de lenço de papel, fato que ocorreu durante todo o período de análises, devido ao desgaste do material, as amostras sofriam novo molhamento e o processo tinha continuidade.

Ao final das determinações, as amostras foram secas em estufa a 105-110°C, por 48 horas e após o equilíbrio térmico em dessecador, sendo determinadas as massas de sólidos e a tara (compreendendo cilindro de alumínio, cola e lenço de papel). Após a determinação da tara, retirava-se o lenço de papel e a cola, procedendo-se às medidas de altura e diâmetro dos cilindros. Estas foram feitas com 3 repetições, sendo que para o cálculo do volume, utilizou-se para cada cilindro a média das três repetições de cada medida, isto é:

$$V_i = \pi \frac{\bar{d}_i^2}{4} \bar{h}_i \quad (3.1.)$$

onde: V_i = volume do cilindro i ($i = 1, \dots, 250$)

\bar{d}_i = diâmetro médio, com três repetições do cilindro i
($i = 1, \dots, 250$).

\bar{h}_i = altura média, com três repetições do cilindro i
($i = 1, \dots, 250$).

A umidade, após cada pesagem foi determinada por:

$$U_i = \frac{M_{T_i} - M_{(s+t)_i}}{M_{(s+t)_i} - M_{t_i}} \quad (3.2)$$

onde: U_i = umidade à base de massa, correspondente a uma dada pressão (cm de coluna d'água) da amostra i ;

M_T = massa total (massa água + massa sólidos + massa tara) de amostra i ;

$M_{(s+t)_i}$ = massa de sólidos + massa da tara da amostra i ;

M_{t_i} = massa da tara da amostra i .

A umidade à base de volume, foi obtida pelo produto da densidade do solo pela respectiva umidade à base de massa:

$$\theta_i = \rho_i * U_i \quad (3.3)$$

onde: θ_i = umidade à base de volume, correspondente à umidade U_i ;

e:

$$\rho_i = \frac{M_{(s+t)_i} - M_{t_i}}{V_i} \quad (\text{g/cm}^3) \quad (3.4)$$

onde os termos $M_{(s+t)_i}$; M_{t_i} ; V_i e o índice "i" já foram definidos nas equações (3.1 e 3.2).

Com apenas duas modificações (fluido e tempo de molhamento), este é o processo de obtenção da curva de retenção contido em EMBRAPA (1979).

3.5.6. Ajuste das curvas de retenção

De posse dos oito pares $(\theta, \psi_m)_i$ para cada amostra i (i = 1, ..., 250), procedeu-se ao ajuste das curvas pelo modelo de van GENUCHTEN (1980), segundo a equação abaixo:

$$\theta_i = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\alpha \psi_{m_i})^n\right]^m}$$

onde:

θ_i é a umidade à base de volume correspondente à um dado potencial mátrico, ψ_{m_i} ;

θ_s e θ_r são respectivamente as umidades à base de volume correspondentes às tensões de 5 e 15300 cm de coluna d'água;

α , m e n são coeficientes empíricos determinados pela

regressão não linear (LIBARDI*, 1988, citado por DOURADO NETO, 1989).

3.6. Análise estatística

3.6.1. Parâmetros da estatística clássica

Os momentos estatísticos e os histogramas de frequência dos valores de (θ , ψ_m) para as 250 curvas de retenção e da densidade do solo foram elaborados com o pacote STATGRAPHICS (1987), no microcomputador PC-AT do Departamento de Solos/ESALQ/USP. Foram calculados para as umidades correspondentes a cada tensão e para a densidade, a média aritmética, desvio padrão, erro padrão, valores mínimo e máximo, amplitude total, momento central de quarta ordem e coeficiente de simetria (coeficiente de Pearson).

Merece atenção que embora o coeficiente de curtose definido pela equação (2.19) devesse apresentar um valor positivo, não se deve estranhar os valores negativos na Tabela 2 e demais pertinentes, uma vez que a curtose

* LIBARDI, P.L. Água no sistema-solo-planta-atmosfera. Curso de Pós-Graduação em Irrigação e Drenagem. Piracicaba, ESAL/USP, 1988.

também é definida frequentemente por $(b_2 - 3)$, que é positivo para uma distribuição leptocúrtica, negativo para uma platicúrtica e nulo para uma normal (SPIEGEL, 1976, pág. 147), é a mesma forma de cálculo do programa STATGRAPHICS, aqui utilizado.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. A obtenção da curva de retenção da água no solo sob condições de laboratório

A Tabela 1 apresenta os dados de umidade à base de massa ($\text{g H}_2\text{O/g sólidos}$) e densidade do solo (g/cm^3) para as 250 amostras coletadas, sendo que os dados de umidade referem-se às tensões de 5, 10, 60, 100, 306, 816, 3060 e 15300 centímetros de coluna d'água (cca). Relembrando, no presente experimento a umidade inicial não corresponde à saturação (θ_s) mas sim à 5 cca (θ_0 , onde $\theta_0 = U_0 \times D_s$).

Observa-se inicialmente que para a maioria dos casos há uma igualdade entre os valores de umidade a 5 e 10 cca, fato este realçado na Tabela 2 que apresenta alguns parâmetros estatísticos das variáveis estudadas, entre eles as médias e desvios para os dois valores de

Tabela 1. Valores de densidade do solo (D_s g/cm³) e de umidade à base de massa (U, g/g) para as oito tensões utilizadas.

Amostra	D_s	U5cca	U10cca	U60cca	U100cca	U306cca	U816cca	U3060cca	U15300cca
1	1.46	0.33	0.32	0.28	0.27	0.25	0.24	0.19	0.21
2	1.45	0.34	0.33	0.28	0.27	0.25	0.25	0.20	0.21
3	1.61	0.29	0.28	0.26	0.25	0.23	0.22	0.20	0.20
4	1.58	0.30	0.30	0.27	0.26	0.25	0.22	0.19	0.20
5	1.52	0.31	0.31	0.28	0.27	0.25	0.23	0.19	0.21
6	1.51	0.32	0.32	0.28	0.27	0.25	0.22	0.19	0.21
7	1.65	0.28	0.28	0.25	0.25	0.23	0.21	0.18	0.19
8	1.60	0.30	0.29	0.27	0.27	0.26	0.24	0.21	0.23
9	1.49	0.34	0.34	0.30	0.29	0.27	0.26	0.21	0.23
10	1.55	0.29	0.29	0.26	0.26	0.24	0.22	0.18	0.20
11	1.48	0.34	0.32	0.29	0.28	0.27	0.24	0.22	0.22
12	1.46	0.34	0.32	0.31	0.30	0.28	0.26	0.23	0.24
13	1.43	0.34	0.34	0.31	0.29	0.28	0.26	0.26	0.20
14	1.50	0.33	0.32	0.30	0.29	0.27	0.25	0.22	0.23
15	1.49	0.35	0.34	0.30	0.29	0.26	0.26	0.23	0.23
16	1.48	0.34	0.34	0.30	0.30	0.28	0.28	0.24	0.23
17	1.43	0.36	0.35	0.30	0.29	0.27	0.26	0.24	0.23
18	1.49	0.32	0.32	0.29	0.28	0.26	0.26	0.23	0.23
19	1.37	0.38	0.38	0.33	0.31	0.29	0.26	0.21	0.19
20	1.50	0.32	0.33	0.30	0.29	0.29	0.31	0.27	0.19
21	1.47	0.33	0.30	0.29	0.28	0.27	0.27	0.21	0.21
22	1.48	0.33	0.33	0.31	0.30	0.29	0.27	0.22	0.19
23	1.48	0.32	0.32	0.29	0.28	0.28	0.27	0.27	0.19
24	1.50	0.33	0.33	0.29	0.28	0.28	0.24	0.23	0.20
25	1.40	0.35	0.35	0.30	0.29	0.28	0.24	0.22	0.19
26	1.54	0.29	0.29	0.25	0.24	0.23	0.21	0.19	0.16
27	1.54	0.29	0.30	0.26	0.25	0.25	0.23	0.20	0.17
28	1.52	0.31	0.31	0.28	0.28	0.27	0.24	0.22	0.18
29	1.51	0.30	0.30	0.26	0.25	0.24	0.24	0.20	0.16
30	1.55	0.29	0.30	0.27	0.26	0.25	0.25	0.22	0.17
31	1.47	0.31	0.31	0.27	0.27	0.26	0.22	0.21	0.16
32	1.54	0.30	0.30	0.27	0.27	0.25	0.23	0.21	0.17
33	1.33	0.37	0.37	0.32	0.32	0.30	0.26	0.26	0.19
34	1.47	0.36	0.36	0.31	0.31	0.30	0.26	0.24	0.19
35	1.51	0.32	0.32	0.29	0.28	0.26	0.23	0.22	0.18
36	1.53	0.29	0.30	0.26	0.26	0.24	0.23	0.19	0.20
37	1.44	0.33	0.33	0.30	0.29	0.28	0.25	0.22	0.23
38	1.47	0.32	0.32	0.28	0.26	0.26	0.25	0.23	0.20
39	1.40	0.33	0.34	0.30	0.29	0.28	0.24	0.21	0.22
40	1.51	0.30	0.30	0.27	0.27	0.24	0.25	0.20	0.20

Continua.

Tabela 1. Continuação

Amostra	Ds	U5cca	U10cca	U60cca	U100cca	U306cca	U816cca	U3060cca	U15300cca
41	1.46	0.32	0.33	0.29	0.29	0.28	0.26	0.22	0.23
42	1.42	0.34	0.33	0.29	0.29	0.28	0.24	0.22	0.22
43	1.35	0.36	0.36	0.29	0.28	0.27	0.28	0.22	0.23
44	1.43	0.33	0.34	0.31	0.31	0.29	0.26	0.23	0.23
45	1.48	0.32	0.32	0.29	0.28	0.29	0.28	0.21	0.22
46	1.50	0.30	0.31	0.28	0.28	0.26	0.24	0.21	0.22
47	1.45	0.33	0.34	0.30	0.29	0.28	0.25	0.21	0.23
48	1.44	0.33	0.33	0.30	0.31	0.27	0.25	0.22	0.23
49	1.45	0.33	0.34	0.30	0.29	0.28	0.27	0.22	0.23
50	1.39	0.35	0.35	0.32	0.31	0.29	0.24	0.22	0.23
51	1.54	0.30	0.31	0.27	0.27	0.25	0.23	0.20	0.21
52	1.44	0.35	0.36	0.32	0.31	0.17	0.26	0.22	0.22
53	1.48	0.32	0.32	0.29	0.27	0.26	0.25	0.24	0.19
54	1.57	0.29	0.28	0.25	0.23	0.23	0.23	0.22	0.16
55	1.43	0.34	0.34	0.29	0.26	0.25	0.23	0.21	0.17
56	1.54	0.30	0.29	0.27	0.26	0.26	0.24	0.22	0.18
57	1.53	0.30	0.29	0.27	0.26	0.25	0.24	0.22	0.17
58	1.50	0.32	0.32	0.28	0.27	0.27	0.26	0.24	0.19
59	1.50	0.31	0.31	0.28	0.26	0.26	0.24	0.22	0.18
60	1.50	0.31	0.31	0.28	0.27	0.26	0.26	0.25	0.19
61	1.50	0.31	0.31	0.27	0.27	0.26	0.25	0.23	0.18
62	1.47	0.33	0.33	0.29	0.27	0.26	0.26	0.25	0.19
63	1.46	0.34	0.34	0.30	0.28	0.27	0.24	0.22	0.19
64	1.50	0.31	0.30	0.28	0.26	0.26	0.25	0.23	0.18
65	1.48	0.31	0.32	0.28	0.27	0.27	0.26	0.25	0.19
66	1.49	0.34	0.34	0.30	0.28	0.27	0.25	0.24	0.17
67	1.60	0.28	0.28	0.25	0.24	0.23	0.22	0.21	0.15
68	1.43	0.36	0.35	0.31	0.30	0.27	0.26	0.25	0.19
69	1.39	0.34	0.34	0.31	0.30	0.26	0.25	0.23	0.18
70	1.42	0.33	0.33	0.30	0.29	0.28	0.26	0.23	0.24
71	1.51	0.31	0.32	0.29	0.27	0.26	0.24	0.23	0.21
72	1.49	0.32	0.32	0.30	0.28	0.27	0.26	0.24	0.22
73	1.54	0.31	0.31	0.28	0.26	0.25	0.25	0.22	0.22
74	1.45	0.32	0.33	0.28	0.26	0.24	0.24	0.21	0.22
75	1.27	0.54	0.54	0.31	0.29	0.27	0.26	0.21	0.22
76	1.49	0.32	0.32	0.28	0.27	0.25	0.23	0.20	0.21
77	1.49	0.33	0.33	0.30	0.29	0.27	0.25	0.22	0.23
78	1.50	0.29	0.29	0.27	0.25	0.24	0.23	0.20	0.21
79	1.50	0.30	0.30	0.28	0.26	0.25	0.23	0.21	0.21
80	1.49	0.31	0.32	0.29	0.27	0.26	0.24	0.24	0.24

Continua.

Tabela 1. Continuação.

Amostra	Ds	U5cca	U10cca	U60cca	U100cca	U306cca	U816cca	U3060cca	U15300cca
81	1.50	0.34	0.34	0.31	0.30	0.28	0.25	0.22	0.23
82	1.51	0.31	0.31	0.29	0.28	0.27	0.25	0.22	0.23
83	1.50	0.28	0.27	0.26	0.25	0.24	0.24	0.19	0.20
84	1.61	0.29	0.29	0.28	0.27	0.25	0.23	0.21	0.22
85	1.49	0.33	0.34	0.30	0.29	0.27	0.26	0.22	0.23
86	1.54	0.33	0.34	0.30	0.28	0.27	0.23	0.23	0.22
87	1.48	0.32	0.32	0.29	0.27	0.26	0.24	0.23	0.19
88	1.49	0.33	0.33	0.29	0.27	0.27	0.25	0.24	0.21
89	1.48	0.31	0.31	0.30	0.28	0.26	0.25	0.23	0.20
90	1.35	0.35	0.33	0.29	0.27	0.26	0.26	0.25	0.19
91	1.49	0.30	0.30	0.27	0.26	0.24	0.24	0.24	0.19
92	1.52	0.30	0.30	0.27	0.25	0.24	0.23	0.23	0.20
93	1.50	0.30	0.30	0.27	0.26	0.24	0.23	0.24	0.19
94	1.41	0.32	0.31	0.31	0.30	0.27	0.25	0.24	0.19
95	1.49	0.29	0.29	0.28	0.27	0.25	0.24	0.24	0.21
96	1.50	0.29	0.29	0.28	0.26	0.25	0.26	0.24	0.20
97	1.54	0.29	0.29	0.26	0.25	0.24	0.23	0.22	0.19
98	1.35	0.35	0.36	0.33	0.30	0.28	0.27	0.25	0.20
99	1.44	0.33	0.33	0.29	0.27	0.26	0.24	0.23	0.20
100	1.49	0.30	0.31	0.28	0.26	0.25	0.25	0.24	0.21
101	1.43	0.34	0.34	0.29	0.27	0.26	0.26	0.24	0.22
102	1.50	0.33	0.33	0.30	0.28	0.27	0.25	0.23	0.20
103	1.29	0.36	0.34	0.27	0.25	0.24	0.23	0.21	0.18
104	1.54	0.31	0.31	0.27	0.25	0.23	0.23	0.21	0.19
105	1.54	0.29	0.29	0.26	0.25	0.23	0.23	0.21	0.19
106	1.52	0.31	0.31	0.27	0.26	0.25	0.23	0.21	0.19
107	1.57	0.30	0.30	0.27	0.26	0.24	0.22	0.20	0.18
108	1.52	0.31	0.31	0.27	0.26	0.25	0.23	0.21	0.19
109	1.58	0.29	0.29	0.27	0.26	0.24	0.23	0.21	0.19
110	1.54	0.31	0.31	0.28	0.26	0.25	0.23	0.21	0.19
111	1.54	0.31	0.30	0.28	0.26	0.25	0.24	0.22	0.20
112	1.45	0.33	0.32	0.29	0.27	0.25	0.25	0.23	0.21
113	1.61	0.27	0.27	0.24	0.23	0.22	0.21	0.19	0.17
114	1.52	0.28	0.28	0.25	0.24	0.22	0.22	0.20	0.17
115	1.56	0.29	0.28	0.24	0.23	0.21	0.21	0.19	0.17
116	1.50	0.29	0.28	0.25	0.24	0.22	0.22	0.20	0.18
117	1.45	0.32	0.32	0.26	0.25	0.24	0.22	0.19	0.17
118	1.56	0.31	0.30	0.27	0.24	0.23	0.22	0.21	0.16
119	1.56	0.28	0.27	0.25	0.23	0.23	0.21	0.22	0.16
120	1.43	0.34	0.34	0.28	0.27	0.26	0.23	0.22	0.18

Continua.

Tabela 1. Continuação.

Aanstra	Ds	U5cca	U10cca	U60cca	U100cca	U306cca	U816cca	U3060cca	U15300cca
121	1.53	0.30	0.30	0.26	0.25	0.25	0.23	0.21	0.18
122	1.38	0.36	0.36	0.30	0.27	0.27	0.25	0.25	0.20
123	1.52	0.33	0.33	0.28	0.26	0.25	0.26	0.23	0.18
124	1.60	0.28	0.28	0.25	0.24	0.24	0.23	0.20	0.17
125	1.45	0.31	0.31	0.26	0.25	0.24	0.24	0.20	0.16
126	1.56	0.28	0.29	0.26	0.26	0.25	0.20	0.18	0.19
127	1.50	0.31	0.31	0.27	0.26	0.24	0.23	0.20	0.19
128	1.40	0.36	0.35	0.30	0.28	0.27	0.24	0.21	0.21
129	1.38	0.38	0.37	0.31	0.30	0.28	0.28	0.23	0.22
130	1.43	0.31	0.31	0.28	0.26	0.25	0.23	0.20	0.19
131	1.45	0.30	0.29	0.27	0.26	0.24	0.22	0.19	0.18
132	1.39	0.36	0.36	0.30	0.30	0.25	0.23	0.20	0.19
133	1.53	0.27	0.27	0.25	0.25	0.23	0.22	0.19	0.19
134	1.46	0.33	0.33	0.30	0.28	0.26	0.24	0.21	0.21
135	1.52	0.29	0.29	0.26	0.25	0.24	0.23	0.19	0.19
136	1.53	0.30	0.30	0.26	0.25	0.24	0.23	0.20	0.20
137	1.33	0.33	0.30	0.26	0.26	0.26	0.24	0.22	0.20
138	1.52	0.34	0.34	0.29	0.26	0.26	0.25	0.23	0.18
139	1.46	0.31	0.31	0.27	0.26	0.24	0.24	0.23	0.20
140	1.50	0.29	0.29	0.26	0.25	0.23	0.23	0.23	0.17
141	1.51	0.31	0.32	0.27	0.24	0.23	0.22	0.19	0.19
142	1.56	0.28	0.28	0.25	0.24	0.23	0.22	0.20	0.20
143	1.51	0.30	0.30	0.27	0.25	0.23	0.22	0.20	0.20
144	1.51	0.30	0.31	0.26	0.24	0.22	0.21	0.19	0.19
145	1.51	0.31	0.31	0.26	0.25	0.23	0.22	0.20	0.19
146	1.55	0.30	0.30	0.27	0.26	0.25	0.22	0.20	0.20
147	1.46	0.31	0.31	0.28	0.27	0.25	0.23	0.20	0.20
148	1.48	0.30	0.29	0.27	0.26	0.25	0.23	0.20	0.20
149	1.61	0.27	0.27	0.26	0.24	0.23	0.21	0.18	0.18
150	1.48	0.29	0.29	0.27	0.25	0.23	0.21	0.19	0.18
151	1.43	0.33	0.33	0.29	0.27	0.28	0.25	0.22	0.23
152	1.37	0.35	0.34	0.29	0.27	0.25	0.24	0.21	0.22
153	1.43	0.34	0.33	0.30	0.28	0.27	0.26	0.21	0.22
154	1.50	0.34	0.34	0.29	0.27	0.25	0.23	0.21	0.21
155	1.58	0.29	0.29	0.26	0.24	0.23	0.22	0.18	0.17
156	1.61	0.27	0.27	0.24	0.23	0.22	0.19	0.16	0.17
157	1.53	0.32	0.32	0.27	0.26	0.23	0.21	0.18	0.18
158	1.59	0.30	0.30	0.26	0.25	0.23	0.21	0.18	0.18
159	1.49	0.30	0.30	0.26	0.26	0.25	0.22	0.19	0.20
160	1.46	0.35	0.35	0.30	0.29	0.26	0.24	0.21	0.21

Continua.

Tabela 1. Continuação.

Amostra	Ds	U5cca	U10cca	U60cca	U100cca	U306cca	U816cca	U3060cca	U15300cca
161	1.48	0.32	0.30	0.27	0.26	0.25	0.24	0.20	0.21
162	1.50	0.34	0.34	0.29	0.27	0.25	0.25	0.21	0.21
163	1.59	0.30	0.30	0.26	0.24	0.23	0.23	0.22	0.17
164	1.48	0.32	0.32	0.29	0.28	0.26	0.24	0.21	0.21
165	1.53	0.29	0.29	0.26	0.24	0.23	0.23	0.18	0.20
166	1.41	0.33	0.32	0.29	0.28	0.27	0.26	0.21	0.24
167	1.51	0.31	0.31	0.27	0.26	0.25	0.24	0.21	0.21
168	1.48	0.31	0.30	0.27	0.26	0.25	0.23	0.20	0.22
169	1.43	0.31	0.30	0.27	0.25	0.25	0.23	0.20	0.21
170	1.52	0.30	0.30	0.26	0.25	0.23	0.22	0.19	0.21
171	1.52	0.33	0.33	0.29	0.27	0.24	0.22	0.18	0.18
172	1.42	0.30	0.29	0.25	0.25	0.24	0.22	0.19	0.21
173	1.47	0.33	0.33	0.28	0.27	0.25	0.22	0.19	0.21
174	1.54	0.33	0.33	0.29	0.28	0.26	0.24	0.21	0.22
175	1.54	0.24	0.25	0.26	0.27	0.24	0.21	0.18	0.20
176	1.63	0.29	0.28	0.26	0.25	0.24	0.22	0.19	0.21
177	1.55	0.30	0.30	0.28	0.27	0.25	0.24	0.21	0.22
178	1.50	0.32	0.32	0.29	0.28	0.27	0.25	0.21	0.23
179	1.68	0.24	0.25	0.23	0.22	0.22	0.20	0.18	0.19
180	1.65	0.26	0.26	0.24	0.23	0.21	0.20	0.18	0.19
181	1.58	0.28	0.27	0.25	0.25	0.23	0.21	0.18	0.18
182	1.44	0.33	0.32	0.29	0.28	0.27	0.25	0.21	0.23
183	1.47	0.32	0.32	0.27	0.26	0.24	0.22	0.19	0.21
184	1.45	0.35	0.34	0.29	0.28	0.26	0.24	0.21	0.22
185	1.49	0.33	0.33	0.28	0.27	0.25	0.23	0.19	0.21
186	1.37	0.33	0.32	0.28	0.28	0.27	0.25	0.21	0.23
187	1.41	0.36	0.35	0.29	0.29	0.27	0.24	0.21	0.23
188	1.46	0.34	0.33	0.28	0.27	0.26	0.25	0.23	0.20
189	1.40	0.33	0.32	0.27	0.27	0.26	0.23	0.19	0.21
190	1.41	0.36	0.36	0.31	0.30	0.26	0.24	0.20	0.22
191	1.39	0.35	0.34	0.29	0.28	0.25	0.23	0.19	0.21
192	1.49	0.33	0.33	0.29	0.28	0.25	0.24	0.20	0.22
193	1.45	0.32	0.33	0.29	0.28	0.25	0.22	0.18	0.20
194	1.45	0.34	0.33	0.29	0.28	0.26	0.23	0.19	0.21
195	1.46	0.33	0.33	0.29	0.28	0.26	0.23	0.20	0.22
196	1.49	0.33	0.33	0.28	0.27	0.25	0.23	0.20	0.22
197	1.37	0.39	0.38	0.31	0.31	0.26	0.24	0.21	0.23
198	1.45	0.36	0.36	0.30	0.28	0.27	0.23	0.20	0.21
199	1.44	0.34	0.34	0.30	0.29	0.27	0.25	0.21	0.23
200	1.40	0.36	0.36	0.29	0.28	0.26	0.24	0.21	0.22

Continua.

Tabela 1. Continuação.

Amostra	Ds	U5cca	U10cca	U60cca	U100cca	U306cca	U816cca	U3060cca	U15300cca
201	1.57	0.28	0.28	0.25	0.24	0.23	0.21	0.18	0.20
202	1.73	0.24	0.24	0.22	0.22	0.20	0.19	0.17	0.18
203	1.72	0.25	0.24	0.22	0.23	0.21	0.19	0.17	0.18
204	1.73	0.25	0.25	0.23	0.23	0.21	0.19	0.17	0.18
205	1.69	0.25	0.25	0.23	0.23	0.21	0.18	0.17	0.18
206	1.46	0.31	0.31	0.28	0.28	0.26	0.19	0.17	0.19
207	1.50	0.30	0.30	0.25	0.25	0.23	0.19	0.17	0.18
208	1.46	0.33	0.33	0.28	0.27	0.25	0.20	0.19	0.20
209	1.40	0.33	0.32	0.29	0.30	0.27	0.22	0.21	0.21
210	1.50	0.31	0.31	0.28	0.28	0.27	0.22	0.21	0.22
211	1.44	0.32	0.32	0.30	0.29	0.25	0.22	0.21	0.22
212	1.43	0.31	0.31	0.28	0.27	0.25	0.21	0.19	0.20
213	1.49	0.30	0.30	0.25	0.24	0.23	0.21	0.19	0.17
214	1.51	0.33	0.33	0.31	0.30	0.28	0.24	0.21	0.22
215	1.44	0.32	0.32	0.29	0.29	0.26	0.22	0.21	0.22
216	1.47	0.31	0.30	0.28	0.27	0.24	0.21	0.20	0.21
217	1.45	0.33	0.33	0.29	0.29	0.26	0.22	0.21	0.22
218	1.46	0.31	0.31	0.27	0.28	0.23	0.21	0.19	0.20
219	1.37	0.36	0.37	0.30	0.30	0.27	0.24	0.21	0.21
220	1.42	0.33	0.33	0.30	0.28	0.28	0.25	0.23	0.20
221	1.50	0.31	0.31	0.29	0.28	0.28	0.27	0.21	0.20
222	1.54	0.30	0.30	0.26	0.25	0.24	0.23	0.19	0.18
223	1.51	0.30	0.30	0.26	0.25	0.25	0.24	0.18	0.17
224	1.58	0.27	0.28	0.26	0.25	0.24	0.24	0.18	0.17
225	1.44	0.35	0.34	0.30	0.29	0.28	0.26	0.23	0.20
226	1.68	0.26	0.26	0.24	0.23	0.23	0.22	0.20	0.18
227	1.55	0.29	0.27	0.25	0.24	0.23	0.22	0.19	0.17
228	1.54	0.27	0.26	0.24	0.23	0.22	0.22	0.18	0.16
229	1.5	0.27	0.25	0.23	0.22	0.22	0.21	0.18	0.17
230	1.61	0.25	0.24	0.23	0.21	0.22	0.21	0.19	0.18
231	1.50	0.30	0.30	0.26	0.24	0.24	0.24	0.18	0.16
232	1.43	0.32	0.32	0.29	0.27	0.26	0.23	0.19	0.17
233	1.52	0.30	0.30	0.27	0.26	0.25	0.24	0.19	0.17
234	1.42	0.34	0.33	0.30	0.28	0.27	0.26	0.20	0.19
235	1.37	0.34	0.33	0.31	0.29	0.28	0.26	0.21	0.21
236	1.49	0.32	0.32	0.28	0.26	0.24	0.22	0.19	0.19
237	1.40	0.34	0.33	0.28	0.28	0.26	0.24	0.20	0.20
238	1.45	0.33	0.33	0.29	0.27	0.27	0.25	0.25	0.19
239	1.44	0.31	0.31	0.29	0.27	0.26	0.23	0.20	0.20
240	1.48	0.32	0.32	0.31	0.28	0.26	0.24	0.20	0.20

Continua.

Tabela 1. Continuação.

Amostra	Ds	U5cca	U10cca	U60cca	U100cca	U306cca	U816cca	U3060cca	U15300cca
241	1.45	0.30	0.30	0.25	0.25	0.23	0.21	0.18	0.19
242	1.58	0.28	0.28	0.25	0.24	0.23	0.20	0.17	0.17
243	1.45	0.30	0.31	0.29	0.28	0.25	0.22	0.19	0.20
244	1.42	0.37	0.37	0.31	0.28	0.26	0.23	0.20	0.20
245	1.51	0.30	0.30	0.28	0.27	0.26	0.22	0.20	0.20
246	1.47	0.21	0.23	0.23	0.27	0.26	0.21	0.18	0.18
247	1.53	0.29	0.29	0.27	0.25	0.23	0.21	0.18	0.18
248	1.51	0.30	0.30	0.27	0.26	0.25	0.22	0.18	0.18
249	1.54	0.28	0.29	0.24	0.24	0.22	0.19	0.16	0.16
250	1.50	0.29	0.27	0.25	0.24	0.23	0.21	0.19	0.21

Tabela 2. Parâmetros estatísticos das variáveis: unidade a base de massa , densidade do solo e unidade a base de volume (tamanho da amostra: 250).

Variáveis	Unid.	Valores		Média	Desvio Padrão (s)	Lim.Classe LC=X ± t s 0,05	Coef. Var. %	Assim.	Curt.	Lim.Conf. L=X ± t sx 0,05
		Min.	Max.							
U5cca	g/g	0,214	0,538	0,315	0,031	0,315 ± 0,061	10	1,2	9,9	0,315 ± 0,004
U10cca	g/g	0,229	0,540	0,314	0,031	0,314 ± 0,061	10	1,3	11,0	0,314 ± 0,004
U60cca	g/g	0,217	0,326	0,278	0,021	0,278 ± 0,041	7	-0,3	-0,1	0,278 ± 0,003
U100cca	g/g	0,213	0,315	0,267	0,020	0,267 ± 0,039	7	-0,1	-0,3	0,267 ± 0,003
U306cca	g/g	0,165	0,301	0,252	0,019	0,252 ± 0,037	8	-0,4	1,0	0,252 ± 0,002
U816cca	g/g	0,185	0,308	0,235	0,019	0,235 ± 0,037	8	0,0	0,4	0,235 ± 0,002
U3060cca	g/g	0,157	0,272	0,208	0,021	0,208 ± 0,041	10	0,3	-0,0	0,208 ± 0,003
U15300cca	g/g	0,154	0,240	0,199	0,020	0,199 ± 0,039	10	-0,1	-0,8	0,199 ± 0,003
Ds	g/cm ³	1,272	1,727	1,490	0,071	1,490 ± 0,140	5	0,4	1,3	1,490 ± 0,009
Ø5cca	cm ³ /cm ³	0,316	0,685	0,468	0,031	0,468 ± 0,061	7	0,8	10,8	0,468 ± 0,004
Ø10cca	cm ³ /cm ³	0,338	0,686	0,466	0,031	0,466 ± 0,061	7	1,0	10,1	0,466 ± 0,004
Ø60cca	cm ³ /cm ³	0,335	0,464	0,413	0,022	0,413 ± 0,043	5	-0,4	0,4	0,413 ± 0,003
Ø100cca	cm ³ /cm ³	0,327	0,450	0,397	0,021	0,397 ± 0,042	5	-0,2	0,1	0,397 ± 0,003
Ø306cca	cm ³ /cm ³	0,238	0,435	0,375	0,023	0,375 ± 0,045	6	-0,7	4,5	0,375 ± 0,003
Ø816cca	cm ³ /cm ³	0,283	0,461	0,349	0,025	0,349 ± 0,048	7	0,3	1,1	0,349 ± 0,003
Ø3060cca	cm ³ /cm ³	0,241	0,402	0,310	0,028	0,310 ± 0,056	9	0,4	-0,2	0,310 ± 0,003
Ø15300cca	cm ³ /cm ³	0,232	0,361	0,296	0,027	0,296 ± 0,053	9	-0,1	-0,6	0,296 ± 0,003

tensão mencionados. A observação do patamar para baixos valores de tensão na Figura 1, (página 12) aliada ao texto subsequente a esta, onde KLUTE (1986) explica o fenómeno pela rigidez estrutural da amostra, pode sugerir ser esta a razão para o fenómeno. No entanto LIBARDI* (1989) sugere ainda que o próprio ato de aparar a amostra, procedimento quando a amostra se encontra ainda com uma umidade próxima a "capacidade de campo" (ítem 3.5.1) pode produzir um "espelhamento" da superfície do solo, isto é, não apenas uma interrupção brusca na continuidade de poros nas faces expostas, inevitável pela própria necessidade da análise, mas também um deslizamento de partículas sobre as superfícies, facilitada pela umidade elevada, provocando então o aspecto de espelhado. Este deslizamento poderia levar a um aumento na rigidez estrutural ao nível de superfície da amostra, dificultando então a entrada de ar e consequentemente a necessidade de uma pressão limiar, um valor de entrada de ar, à partir do qual a água começasse à ser retirada entre 5 e 10 cca.

A terceira hipótese para o fenómeno diz respeito ao diâmetro dos poros que seriam esvaziados quando da aplicação das diversas pressões. A partir da fórmula da ascensão capilar, $h = 2\sigma/r\rho g$, que se torna $d \cong 3/h$ quando se considera água a 25°C, onde d é o diâmetro do poro em milí-

* LIBARDI, P. L. Comunicação Pessoal, 1989.

metros e h é a tensão expressa em cca com a qual a água do solo entra em equilíbrio, é possível calcular o diâmetro dos poros esvaziados a uma dada tensão.

Medindo-se ainda o volume de água removida a uma dada tensão, tem-se o volume de poros do tamanho indicado por esta tensão, LEAMER & LUTZ (1940), DANIELSON & SUTHERLAND (1986). Assumindo-se então que a equação da ascensão capilar é aplicável ao presente sistema solo-água, então ela pode ser usada para o cálculo dos valores aproximados de sucção, para os quais a água é retirada dos poros. A partir então dos valores médios das umidades a base de volume da Tabela 2, obter-se-ia o seguinte conjunto de valores:

Tensão:	5	10	60	100	306	816	3060	15300
(cca)								
Diam.:	0,6	0,3	0,05	0,03	0,0098	0,0037	0,0010	0,0002
(mm)								
Volume:	0,002	0,053	0,016	0,022	0,026	0,039	0,014	
(cm ³)								

Considerando-se o volume de água retirada, ou analogamente o volume de poros entre 5 e 15300 cca como 100% (0,172 cm³) ter-se-ia para 0,002 cm³: 1,2%; 0,053: 30,8%; 0,016: 9,3%; 0,022: 12,8%; 0,026: 15,1%; 0,039: 22,7% e 0,014: 8,1%.

Como praticamente não houve esvaziamento de poros entre as tensões 5 e 10 cca, supondo que as duas hipóteses anteriores não sejam válidas, seria de se esperar então que o diâmetro máximo dos poros seria da ordem de 0,3 mm, estando na verdade as maiores proporções de vazios contidas entre os diâmetros 0,3 mm (10 cca) a 0,05 mm (60 cca) e 0,0037 mm (816 cca) a 0,0010 mm (3060 cca). Então como terceira hipótese, seria possível que a não retirada de água entre as tensões 5 e 10 cca se devesse apenas a inexistência deles ou pelo menos um diminuto volume de poros entre 0,6 e 0,3 mm, no solo em questão.

Analisando-se um pouco mais as proporções entre os volumes descritos, distinguem-se dois tipos de poros, um associado à retirada de água a baixas sucções que seria devido a vazios interagregados e o segundo no qual a água estaria retida a maiores tensões, devido a vazios intraagregados (SHARMA & UEHARA, 1968). A influência dos intraagregados na capacidade de retenção de água, poderia aumentar, aumentando-se a participação do volume de água retirada entre 3060 e 15300 cca, estimado em 8,1%, através de uma análise mais detalhada dos dados apresentados na Tabela 1. Isto é, os cálculos acima foram obtidos a partir dos valores médios das umidades, resumidos na Tabela 2, porém, considerando-se as colunas correspondentes aos potenciais mátricos de -3060 e -15300 cca e fazendo-se uma

contagem comparativa entre os valores de umidade correspondentes a cada curva, ter-se-iam os seguintes resultados: $\theta_{3060 \text{ cca}} > \theta_{15300 \text{ cca}}$: 53%; $\theta_{3060 \text{ cca}} = \theta_{15300 \text{ cca}}$: 9% e $\theta_{3060 \text{ cca}} < \theta_{15300 \text{ cca}}$: 44%.

Se forem desprezados os valores de umidade correspondentes aos 44% por representarem uma situação fisicamente impossível, isto é, uma pressão menor retirar mais água que a pressão maior, ter-se-ia uma diminuição no valor médio de $\theta_{15300 \text{ cca}}$, para $0,282 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, passando-se a um volume de água entre 3060 cca e 15300 cca no valor de 0,038 e após refazerem-se os cálculos percentuais de volume de poros, os novos valores seriam: 0,002 cm^3 : 1,2%; 0,052: 28,3%; 0,019: 10,3%; 0,018: 9,8%; 0,021: 11,4%; 0,034: 18,5% e 0,038: 20,6% o que daria um total de cerca de 50,5% dos poros com água retida a tensões maiores que 306 cca, aproximadamente 0,3 bar, o que evidenciaria uma grande influência dos vazios intragregados na retenção de água.

Explorando um pouco mais estes resultados, com base na presença de distintas faixas de volume de poros intraagregados possivelmente atribuível ao grau de desenvolvimento estrutural ou anisotropia do solo, TSUJI *et alii* (1975), aliado ao fato de que oxissolos desenvolvidos sob alto índice de precipitação exibirão grande desenvolvimento estrutural (CAGAUAN & UEHARA, 1965), calcularam-se as médias das umidades à base de volume às

várias tensões para 118 amostras, isto é, descartaram-se as amostras para as quais $\bar{\theta}_{3060cca} = \bar{\theta}_{15300cca}$ e $\bar{\theta}_{3060cca} < \bar{\theta}_{15300cca}$, obtendo-se então os seguintes resultados:

Diam.:	0,6	0,3	0,05	0,03	0,0098	0,0037	0,0010	0,0002
(mm)								
Vol _z :	0,003	0,052	0,020	0,017	0,020	0,033	0,045	
(cm ³)								

Neste caso, o volume de poros entre 5 e 15300 cca torna-se-ia 0,190 cm³ (100%) e a participação de vazios entre cada faixa de diâmetros consecutivos seria: 0,003 cm³: 1,6%; 0,052 cm³: 27,4%; 0,020 cm³: 10,5%; 0,017 cm³: 8,9%; 0,020 cm³: 10,5%; 0,033 cm³: 17,4% e 0,045 cm³: 23,7%. Agora, o volume de poros responsável pela retenção de água com valores de potencial mátrico menores que -306 cca seria da ordem de 52%, evidenciando ainda mais o caráter argiloso do solo em questão, fato este de fácil verificação não só pelo tipo de solo utilizado mas também pelos dados de PREVEDELLO (1987) que analisou 57 amostras de solo na mesma área do presente experimento.

Deve-se ressaltar ainda que para as 118 amostras consideradas, os valores médios de umidade calculados foram os seguintes: $\bar{\theta}_{5cca} = 0,4673$; $\bar{\theta}_{10cca} = 0,4647$; $\bar{\theta}_{60cca} = 0,4126$; $\bar{\theta}_{100cca} = 0,3929$; $\bar{\theta}_{306cca} = 0,3761$; $\bar{\theta}_{816cca} = 0,3561$; $\bar{\theta}_{3060cca} = 0,3235$; $\bar{\theta}_{15300cca} = 0,2785$, praticamente iguais aos obtidos na Tabela 2, com 250

amostras.

É o momento de se indagar a qual ou quais fatores poder-se-ia atribuir os três tipos de resultados obtidos:

- 1o) $\epsilon_{3060cca} > \epsilon_{1530cca}$.; 2o) $\epsilon_{3060cca} = \epsilon_{1530cca}$. e 3o) $\epsilon_{3060cca} < \epsilon_{1530cca}$

O primeiro caso não constitui problema, aliás, seria o esperado. Para o 2o. e 3o. casos, as seguintes hipóteses são passíveis de terem ocorrido:

- 1a) para o 2o. caso, $U_{3060cca} = U_{1530cca}$, exclusivamente, poder-se-ia lançar mão das considerações feitas no início da discussão, quando $U_{5cca} = U_{10cca}$, relativamente ao diâmetro de poros;
- 2a) tempo de equilíbrio insuficiente (válida para o 2o. e 3o. casos);
- 3a) violação do equilíbrio termodinâmico (válida para o 2o. e 3o. casos).

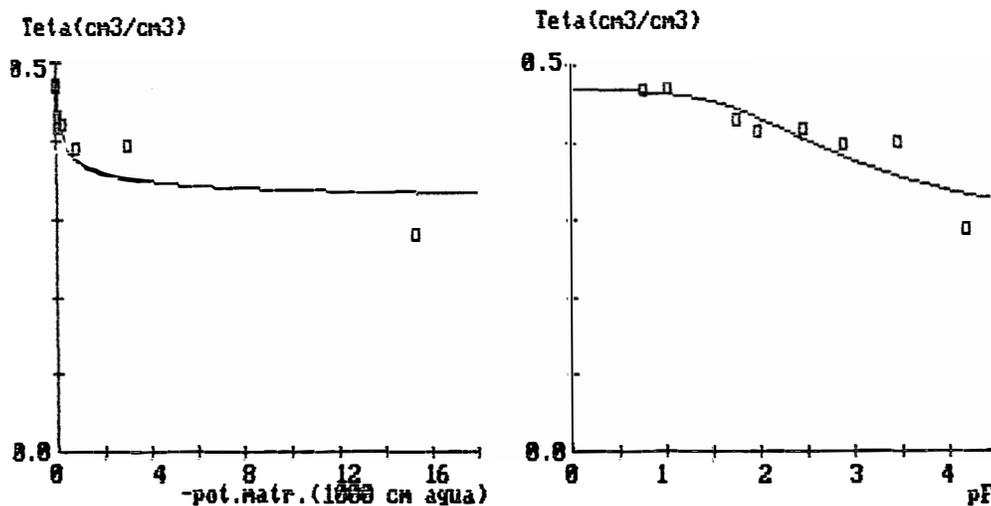
Para melhor visualização do problema considere-se os resultados das amostras de números 23 e 72 como representantes do 1o. caso, números 128 e 157 do 2o. e números 1 e 243 do 3o caso, cujas curvas de retenção e demais informações pertinentes são apresentadas nas figuras 6, 7, 8, 9, 10 e 11, a partir da equação de van Genuchten (1980) aplicada aos dados da Tabela 1, através do programa

"Genucht V.2.01" de autoria de van LIER & DOURADO NETO (1990).

A primeira hipótese sugere que o menor diâmetro de poros acessível ao equipamento seria da ordem de 10×10^{-4} mm, correspondendo portanto a 3060cca (Figuras 6 a 11), a aplicação desta pressão esgotaria o volume de água correspondente, da mesma maneira que a aplicação de 15300c.c.a., isto é, atuaria sobre o mesmo volume de poros, fazendo com que as umidades finais fossem iguais.

A expressão acessível ao equipamento refere-se ao fato de que poderiam haver poros menores, porém não compatíveis com a pressão máxima do equipamento que é de 15300cca. Evidentemente esta hipótese não se aplica ao terceiro caso, pois uma maior pressão deveria ao menos explorar igual volume de poros como no segundo caso mas, nunca menor.

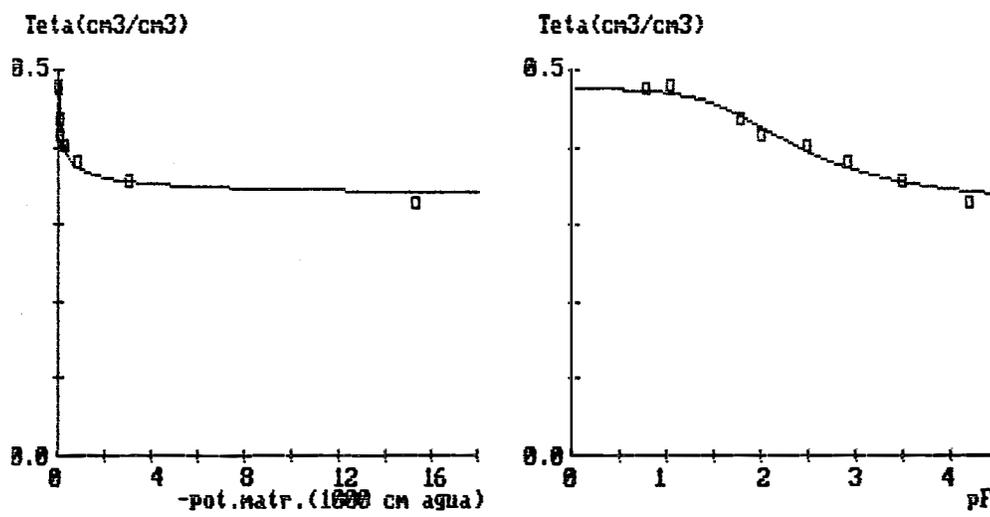
A segunda hipótese refere-se ao tempo que se aguarda para que o potencial mátrico da amostra se iguale ao da água livre, pela aplicação de uma pressão mais elevada P_k , GLOBUS *et alii* (1971). Em média, o tempo para que as amostras entrassem em equilíbrio à pressão de 3060cca foi de quinze dias, o que está de acordo com SOIL MOISTURE EQUIPMENT CORP.(s.d.) que estima um tempo de cerca de dezoito dias em função da altura da amostra (cerca de 3 cm no caso). Já para 15300cca, este tempo foi bastante



$$\alpha = 0,019697 \quad m = 0,180070 \quad n = 1,219616 \quad \text{Teta } i = 0,425 \quad c.a = 0,767$$

pot.mátr.	Teta obs.	Teta estimado	desvio
5	0,469	0,467	-0,002
10	0,472	0,465	-0,007
60	0,429	0,444	+0,015
100	0,416	0,433	+0,018
306	0,419	0,407	-0,012
816	0,398	0,384	-0,013
3060	0,402	0,360	-0,043
15300	0,285	0,337	+0,053

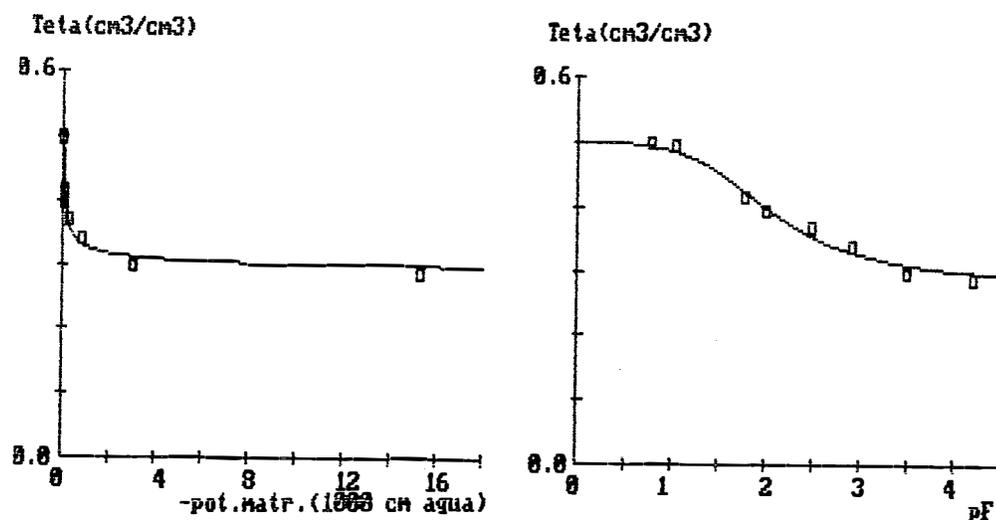
Figura 6. Curva de retenção e dados pertinentes ao ajuste segundo van Genuchten, correspondente à amostra no. 23.



$\alpha = 0,023354$ $m = 0,284512$ $n = 1,397648$ $Teta_i = 0,441$ $c.a = 0,977$

pot.mátr.	Teta obs.	Teta estimado	desvio
5	0,475	0,473	-0,002
10	0,477	0,470	-0,007
60	0,439	0,440	+0,002
100	0,417	0,426	+0,009
306	0,402	0,395	-0,007
816	0,382	0,374	-0,008
3060	0,356	0,356	+0,000
15300	0,329	0,343	+0,014

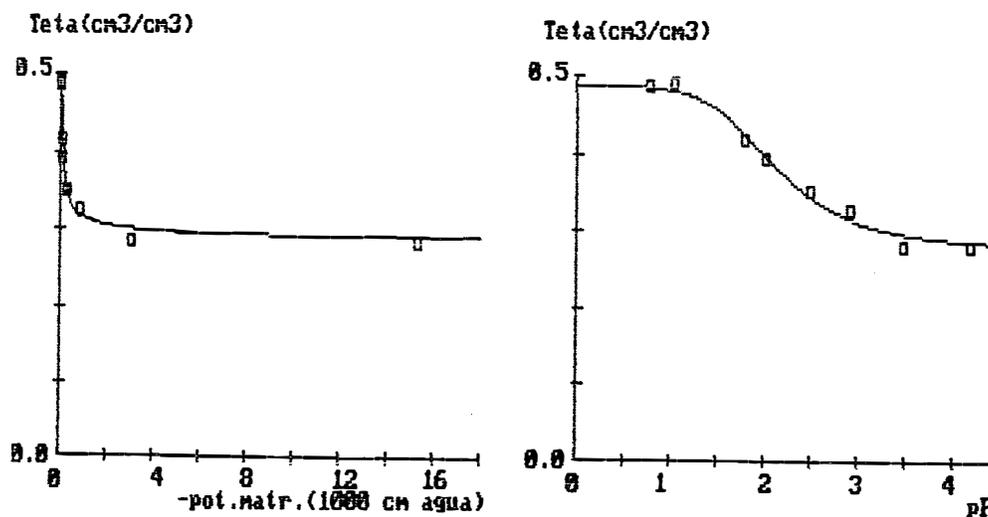
Figura 7. Curva de retenção e dados pertinentes ao ajuste segundo van Genuchten, correspondente à amostra no. 72.



$\alpha = 0,035866$ $m = 0,327453$ $n = 1,867041$ $Teta\ i = 0,433$ $c.a = 0,941$

pot.mátr.	Teta obs.	Teta estimado	desvio
5	0,501	0,496	-0,005
10	0,494	0,488	-0,007
60	0,415	0,423	+0,008
100	0,393	0,398	+0,005
306	0,371	0,355	-0,016
816	0,340	0,331	-0,009
3060	0,296	0,312	+0,015
15300	0,290	0,300	+0,010

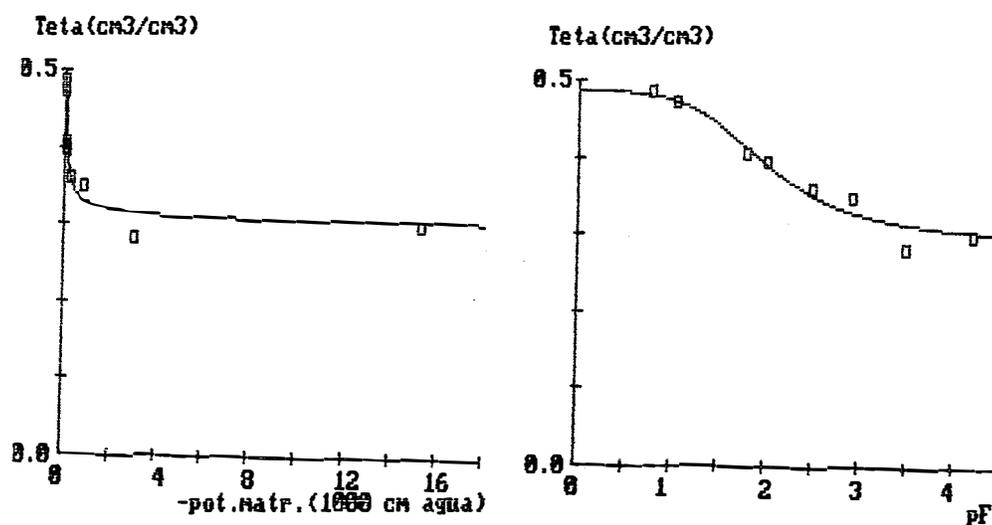
Figura 8. Curva de retenção e dados pertinentes ao ajuste segundo van Genuchten, correspondente à amostra no. 128.



$\alpha = 0,023342$ $m = 0,379621$ $n = 1,611917$ $Teta\ i = 0,452$ $c.a = 0,988$

pot.mátr.	Teta obs.	Teta estimado	desvio
5	0,487	0,485	-0,002
10	0,489	0,480	-0,009
60	0,417	0,422	+0,005
100	0,392	0,393	+0,001
306	0,348	0,342	-0,007
816	0,325	0,315	-0,010
3060	0,378	0,296	+0,017
15300	0,281	0,286	+0,006

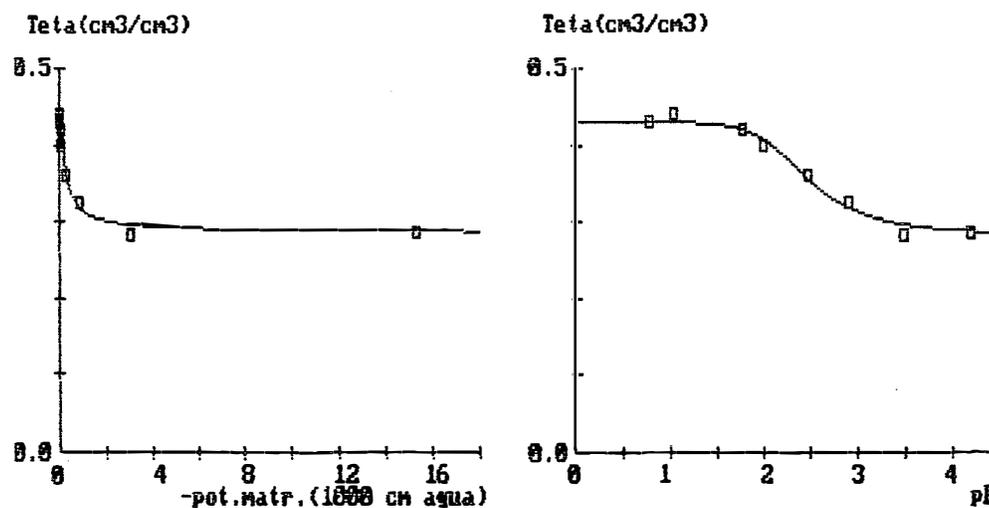
Figura 9. Curva de retenção e dados pertinentes ao ajuste segundo van Genuchten, correspondente à amostra no. 157.



$$\alpha = 0,036304 \quad m = 0,347935 \quad n = 1,533589 \quad \text{Teta } i = 0,450 \quad c.a = 0,956$$

pot.mátr.	Teta obs.	Teta estimado	desvio
5	0,487	0,482	-0,005
10	0,471	0,475	+0,004
60	0,404	0,413	+0,008
100	0,394	0,390	-0,005
306	0,359	0,351	-0,008
816	0,349	0,331	-0,019
3060	0,282	0,315	+0,033
15300	0,300	0,306	+0,006

Figura 10. Curva de retenção e dados pertinentes ao ajuste segundo van Genuchten, correspondente à amostra no. 1.



$$\alpha = 0,006759 \quad m = 0,460742 \quad n = 1,854401 \quad \text{Teta } i = 0,420 \quad \text{c.a.} = 0,982$$

pot.mátr.	Teta obs.	Teta estimado	desvio
5	0,430	0,430	-0,000
10	0,442	0,429	-0,013
60	0,418	0,419	+0,001
100	0,399	0,406	+0,007
306	0,360	0,355	-0,005
816	0,325	0,319	-0,007
3060	0,282	0,297	+0,015
15200	0,286	0,289	+0,003

Figura 11. Curva de retenção e dados pertinentes ao ajuste segundo van Genuchten, correspondente à amostra no. 243.

váriavel, em função das amplitudes térmicas ocorridas no interior do laboratório, assim, para pequenas amplitudes cerca de vinte dias foram suficientes (amostras: 23, 128 e 243), outras necessitaram quarenta e cinco dias (por exemplo a amostra no. 66 da Tabela 1) e em parte delas, o equilíbrio foi fixado em sete dias (amostras nos. 72, 157 e 1). Com exceção de quarenta e cinco dias, as Figuras 6 a 11 contêm um exemplo de cada caso.

Então, a hipótese sugere que no primeiro caso o tempo esperado foi suficiente para que ocorresse o equilíbrio, no segundo esteve próximo e no terceiro foi insuficiente. Convém ressaltar que embora fosse possível selecionar dois tempos (sete e vinte dias) para os três casos, praticamente 100% dos casos onde $U_{3060cca} > U_{15300cca}$ ocorreu com tempos entre vinte e quarenta e cinco dias e quase 100% dos casos onde $U_{3060cca} \leq U_{15300cca}$ ocorreu para o tempo fixado de sete dias.

Esta ocorrência maciça de valores $U_{3060cca} \leq U_{15300cca}$ para um tempo de equilíbrio de sete dias embora reforce substancialmente a segunda hipótese, não permite no entanto que se descarte a violação do equilíbrio termodinâmico, analisada a seguir.

Uma das condições de validade para o emprego da eq. (2.9), é que a pressão na câmara inferior

$$\psi_m = - V_s P_s + \int_{T_1}^{T_2} (s_s - s_o) dT \quad (2.9)$$

permaneça constante enquanto o equilíbrio é atingido. No entanto, o longo tempo esperado para a verificação visual do equilíbrio (vinte e quarenta e cinco dias para as amostras que apresentaram $U_{3060cca} > U_{1530cca}$) chegando desaparecer a água do tubo de saída nas horas mais frias e depois aparecerem gotas nas horas mais quentes do dia indicariam que houve uma violação da condição de contorno inferior do sistema, isto é, a alta pressão, juntamente com as altas amplitudes térmicas facilitariam a difusão de gás para a parte inferior da placa, fazendo com que a base dos poros ao invés de estar em contato com água livre à pressão P_o , expulsasse a água sob a placa, levando então à formação de meniscos, diminuindo a área de fluxo, além de violar a condição de pressão P_o , GLOBUS *et alii* (1971). Esta lentidão no fluxo explicaria o aumento do tempo de vinte para quarenta e cinco dias, na época do ano de maior amplitude térmica. Ainda, se assumida a primeira hipótese, o efeito da temperatura dar-se-ia também na diminuição do teor de água a um dado potencial, devido à diminuição na tensão superficial, o que se daria a uma razão de cerca de 0,2% para cada variação de um grau na temperatura, DANIELSON

& SUTHERLAND (1986). Esta variação, explicaria também o que já foi comentado de que muitas vezes se supunha o equilíbrio mas depois surgiam gotas de água no vasilhame de coleta, nas horas mais quentes do dia. Então, a aceitação da primeira hipótese levaria a que o menor teor de água nas amostras a 15300cca, deveu-se não à exploração do volume correspondente, mas a uma diminuição na energia de retenção devido à diferença de temperatura, ocasionando uma maior drenagem.

Embora a influência da temperatura sobre a tensão superficial possa ser significativa, por exemplo, à 10°C a tensão superficial água/ar é de 74,22 dinas/cm caindo para 72,75 dinas/cm a 25°C, há os que contestem a intensidade deste efeito no sentido de dar conta das diferenças observadas na relação $\theta \times \psi_m$ (PECK, 1960; WILKINSON & KLUTE, 1962; CHAHAL, 1963; CHAHAL, 1965 E CHAHAL, 1966), colocando como principal fator o efeito da temperatura sobre as bolhas de ar aprisionadas, principalmente nos solos de textura fina (WILKINSON & KLUTE, 1962), como é o presente caso. Infelizmente ocorreram bolhas de ar no presente trabalho e afortunadamente puderam ser observadas para futuros cuidados e recomendações. Parte das bolhas são provenientes do próprio processo de saturação (WILKINSON & KLUTE, 1962), que na verdade tratou-se de uma saturação natural melhor dizendo embebição, atingindo-se então um

valor de umidade $\theta_0 < \theta_s$ (KLUTE, 1986; BALL & HUNTER, 1988), o que por si só significa presença de bolhas de ar. A observação das bolhas dava-se no momento da transferência das amostras para as placas definitivas isto é, as amostras eram saturadas em bandejas plásticas e depois levadas à câmara de pressão nas respectivas placas porosas, exceto nos casos de funil de Haines (item 3.5.3). Quando as amostras eram retiradas das bandejas, o fundo delas, revestido de lenço de papel sofria um abaulamento devido ao peso da amostra. Imediatamente as amostras eram pressionadas sobre a placa afim de que o contato fosse atingido. No ato de pressionar as amostras, evidentemente o abaulamento deixava de existir e a reação em sentido contrário, era de tal sorte que fazia com que algumas bolhas aprisionadas se manifestassem na superfície, tornando possível sua observação. A necessidade da saturação das amostras em bandejas e não nas próprias placas deveu-se ao seu número reduzido em função do número de amostras, problema este a ser enfrentado em estudos de variabilidade, quando o número de amostras é grande e que será retomado mais tarde. De qualquer maneira a existência de bolhas é fato previsto quando se trabalha com embebição.

Outra consequência sensível das flutuações de temperatura é a destilação da água, tanto da placa porosa como das amostras. A água evapora e condensa-se nas paredes

da câmara que contém o sistema placa-solo, levando à uma difícil identificação do equilíbrio pela visualização do volume drenado, KLUTE (1986). Além disso, esta água evaporada talvez fosse significativa em termos do que se esperaria ser retirado pela aplicação de pressão, embora não se possa afirmar quanto, pois também água da placa se evapora. Isso reforça ainda mais a hipótese de violação do equilíbrio termodinâmico sob a placa, pela diminuição da água livre, agora não pela expulsão desta pelo gás mas sim por evaporação. KLUTE (1986) aconselha o uso de folhas de papel toalha umedecidas, não diretamente sobre as amostras, para que a evaporação se deva a estas folhas saturando a câmara e assim prevenindo a evaporação pela amostra. Deve-se ressaltar que este fenômeno de condensação nas paredes foi observado constantemente quando se trabalhou com tempos mais longos. Exemplificando, a pressão de saturação de vapor à 10°C é cerca de 9,21 mm de Hg, atingindo 23,76 mm à 25°C, fazendo então com que se acentue a evaporação nas horas mais quentes do dia e que o excesso se condense nas horas mais frias, quando então se reduz a pressão de vapor.

As amplitudes térmicas ocorridas acarretam ainda um outro tipo de violação do equilíbrio termodinâmico, que pode ser verificado pela equação 2.9 Uma vez que $dT \neq 0$, o termo $\int_{T_1}^T 2(s_s - s_o) dt$, teria que ser levado em conta no cálculo do ψ_m . Ainda, correções levando em conta as

diferenças de temperatura ficam difíceis senão impossíveis, não só pelo desconhecimento de " s_s " quanto à composição química mas também principalmente pela ausência de valores de entropia a baixas temperaturas e altas pressões (15300cca). Normalmente o que se tem devido à aplicações em engenharia é a entropia a altas pressões e acima de 100°C, que não é o caso.

As três hipóteses anteriormente discutidas talvez possam ser classificadas como de alto nível por não representarem erros grosseiros, no entanto, deve-se mencionar, embora como algo remoto, a possibilidade de não atingimento do equilíbrio devido à problemas de mau contato entre amostra e placa porosa. Já foi dito (item 3.5.5) que por várias vezes houve necessidade de se refazer as colagens do lenço de papel na base da amostra, uma vez que esta era reutilizada. Evidentemente quando o lenço de papel destacava-se da amostra, muitas vezes deslocava também pequena porção de sólidos, que se não era significativa para a massa da amostra, poderia sé-lo para o contato. As colagens, por isso, eram refeitas, tomando-se o cuidado de refazer a base da amostra com solo fino peneirado, sob a hipótese de que a manutenção do contato é mais importante que a da estrutura nesta pequena espessura (película) de solo principalmente quando se tratar de altas tensões, fato este amplamente discutido na literatura pertinente.

Quanto às conclusões de PECK (1960) de que curvas de retenção determinadas por métodos de pressão e de sucção seriam diferentes, não foram observadas nos valores de umidade de dezessete amostras submetidas à pressão e à sucção correspondentes à um potencial mátrico de -306cca , teste este feito inicialmente com o propósito de averiguar os funcionamentos do funil e da câmara, mas que acabou por demonstrar também o exposto anteriormente. Deve-se ressaltar, no entanto, que tal tipo de teste está sujeito às limitações do funil de Haines, isto é, não seria possível realizá-lo a potenciais mátricos menores que -1000cca , região onde o efeito de deformação de bolhas de ar aprisionadas e posterior recuperação de sua forma seriam mais sensíveis devido ao elevado valor de pressão aplicada.

Já os efeitos de perturbação da amostra quando da remoção da placa (JEISEN & KLUTE, 1967), acredita-se poderiam ser revelados pelo teste acima, justamente por tratar-se de uma tensão relativamente baixa, onde a influência da estrutura da matriz é mais pronunciada. A repetição da análise em dois equipamentos distintos não mostrou no entanto, diferenças entre os valores de umidade e respectivas estatísticas, como pode ser visto na Tabela 3.

Tabela 3. Valores de umidade à base de massa para o potencial mátrico de -306cca obtidos em câmara de pressão de Richards e funil de Haines e respectivas estatísticas.

Número da Amostra	Funil de Haines	Câmara de Pressão
101	0,25	0,26
102	0,26	0,27
103	0,23	0,24
104	0,23	0,23
105	0,23	0,23
106	0,23	0,25
107	0,24	0,24
108	0,24	0,25
109	0,24	0,24
110	0,24	0,25
111	0,24	0,25
112	0,24	0,25
113	0,21	0,22
114	0,22	0,22
115	0,21	0,21
116	0,22	0,22
117	0,23	0,24
Média	0,23	0,24
Desvio Padrão	0,014	0,015
Coef.Var.	6%	6%
Lim.Confiança:	$0,23 \pm 1,75 \times 10^{-3}$	$0,24 \pm 1,87 \times 10^{-3}$

4.2. Abordagem estatística das variáveis umidade e densidade do solo

A Tabela 2, página 68 mostra, como já mencionado, os parâmetros estatísticos das variáveis analisadas. A primeira abordagem pode ser feita pela observação dos valores mínimo e máximo, conseqüentemente a amplitude de variação. Observa-se para os dados de umidade à base de massa, que o maior valor de amplitude ocorreu para a tensão de 5cca. Considerando-se este valor como 100%, pode-se determinar o percentual das demais tensões: 10cca: 96%; 60cca: 33%; 100cca: 31%; 306cca: 42%; 816cca: 38%; 3060cca: 36%; 15300cca: 26%, notando-se portanto, um decréscimo na amplitude até 100cca, depois um acréscimo com 42% a 816cca e posterior decréscimo até atingir 26% a 15300cca. A simples observação dos percentuais acima não permite a formulação de uma hipótese para explicação da oscilação nas amplitudes uma vez que se houvesse decréscimo contínuo, possivelmente a influência da estrutura pudesse ser analisada, mas com a oscilação, fica difícil qualquer formulação de hipótese.

Juntando-se no entanto à Tabela 2, os dados da Tabela 1 e as Tabelas 4, 5, 6, 7 e Figuras 12, 13, 14, 15, mais visível torna-se o problema.

Tabela 4. Frequência dos dados relativos a umidade (g/g) a 5cca.

Classe	Limite Inferior	Limite Superior	Ponto Médio	Frequência
1	.190	.214	.202	0
2	.214	.237	.225	1
3	.237	.261	.249	9
4	.261	.284	.272	18
5	.284	.308	.296	73
6	.308	.331	.319	75
7	.331	.335	.343	54
8	.355	.378	.366	16
9	.378	.402	.390	3
10	.402	.425	.414	0
11	.425	.449	.437	0
12	.449	.472	.461	0
13	.472	.496	.484	0
14	.496	.519	.508	0
15	.519	.543	.531	1
16	.543	.566	.555	0
17	.566	.590	.578	0

Tabela 5. Frequência dos dados relativos à umidade (g/g)
a 10 cca.

Classe	Limite Inferior	Limite Superior	Ponto Médio	Frequência
1	.210	.234	.222	1
2	.234	.257	.245	9
3	.257	.281	.269	17
4	.281	.304	.292	64
5	.304	.328	.316	79
6	.328	.351	.339	60
7	.351	.375	.363	17
8	.375	.398	.386	2
9	.398	.422	.410	0
10	.422	.445	.434	0
11	.445	.469	.457	0
12	.469	.492	.481	0
13	.492	.516	.504	0
14	.516	.539	.528	0
15	.539	.563	.551	1
16	.563	.586	.575	0
17	.586	.610	.598	0

Tabela 6. Frequência dos dados relativos a umidade (g/g)
a 306cca.

Classe	Limite Inferior	Limite Superior	Ponto Médio	Frequência
1	.150	.159	.155	0
2	.159	.169	.164	1
3	.169	.178	.174	0
4	.178	.188	.183	0
5	.188	.197	.192	0
6	.197	.206	.202	2
7	.206	.216	.211	5
8	.216	.225	.221	9
9	.225	.235	.230	33
10	.235	.244	.239	29
11	.244	.254	.249	50
12	.254	.263	.258	45
13	.263	.272	.268	42
14	.272	.282	.277	20
15	.282	.291	.286	10
16	.291	.301	.296	3
17	.301	.310	.305	1

Tabela 7. Frequência dos dados relativos à umidade (g/g)
a 15300 cca.

Classe	Limite Inferior	Limite Superior	Ponto Médio	Frequência
1	.150	.156	.153	1
2	.156	.162	.159	8
3	.162	.168	.165	6
4	.168	.174	.171	14
5	.174	.179	.176	21
6	.179	.185	.182	17
7	.185	.191	.188	24
8	.191	.197	.194	24
9	.197	.203	.200	27
10	.203	.209	.206	27
11	.209	.215	.212	20
12	.215	.221	.218	23
13	.221	.226	.224	14
14	.226	.232	.229	18
15	.232	.238	.235	4
16	.238	.244	.241	2
17	.244	.250	.247	0

HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA

(Dados da Tabela 1)

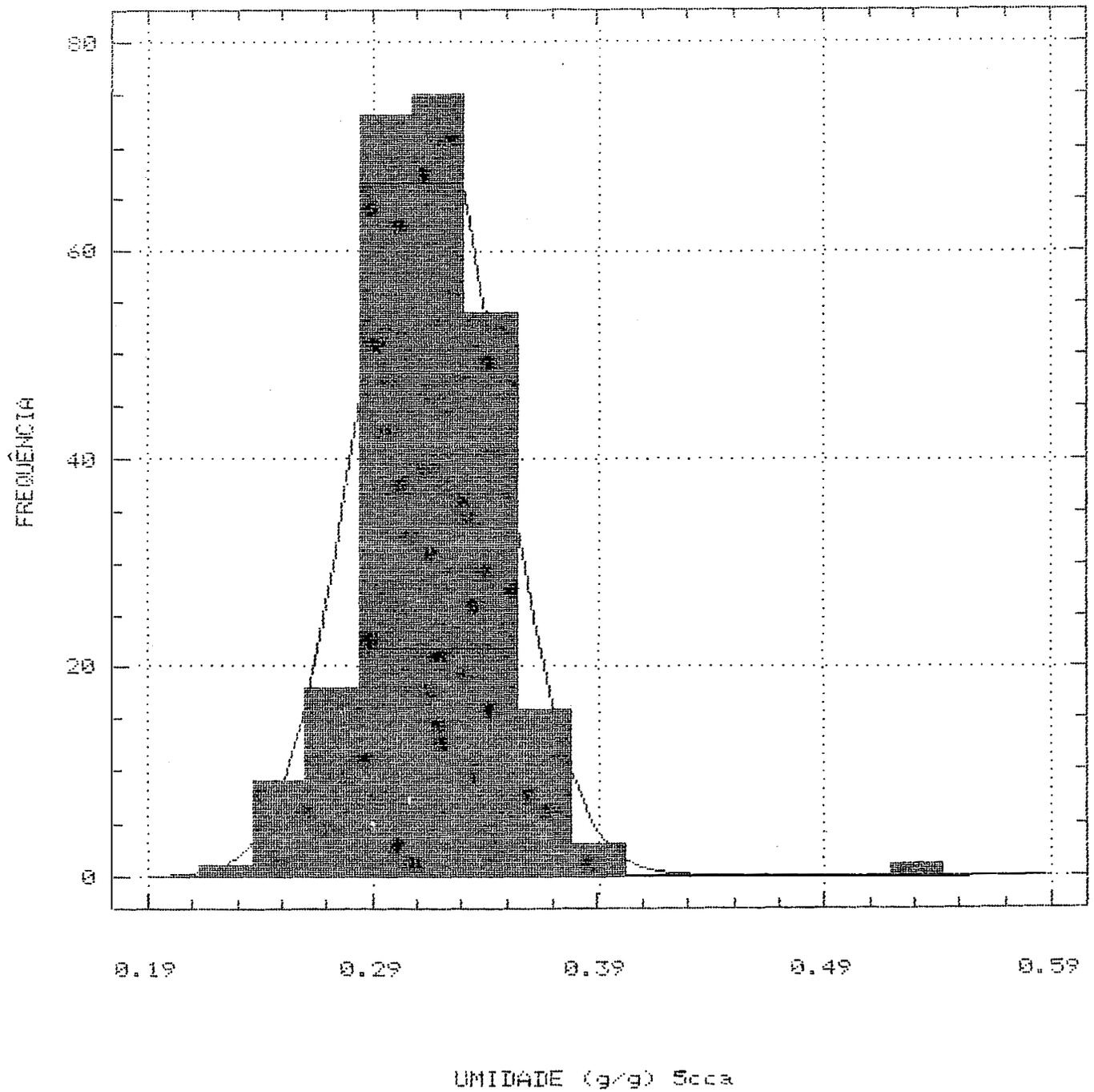


Figura 12. Histograma de frequência relativo à Tabela 4.

HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA

(Dados da Tabela 1)

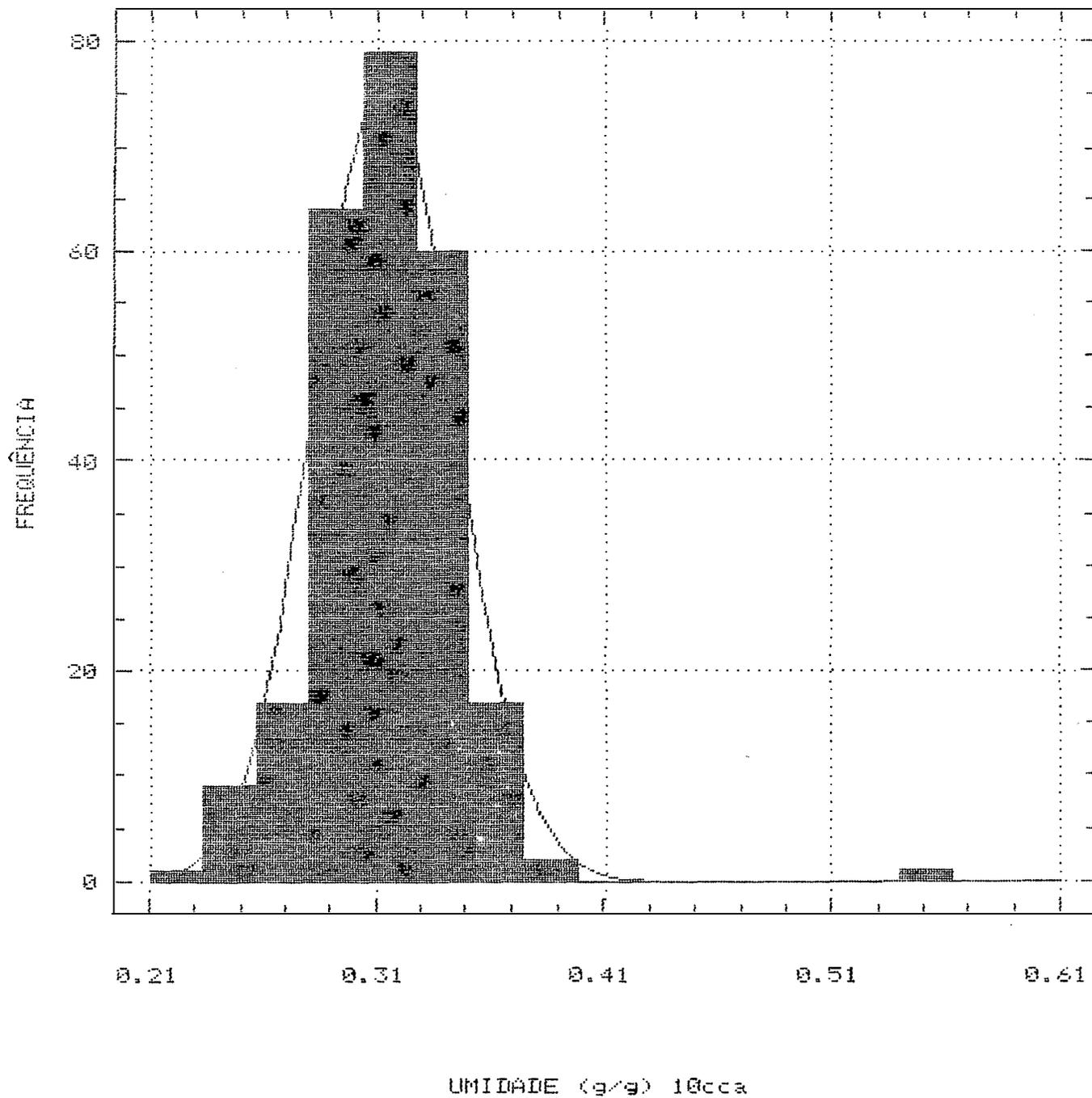


Figura 13. Histograma de frequência relativo à Tabela 5.

HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA

(Dados da Tabela 1)

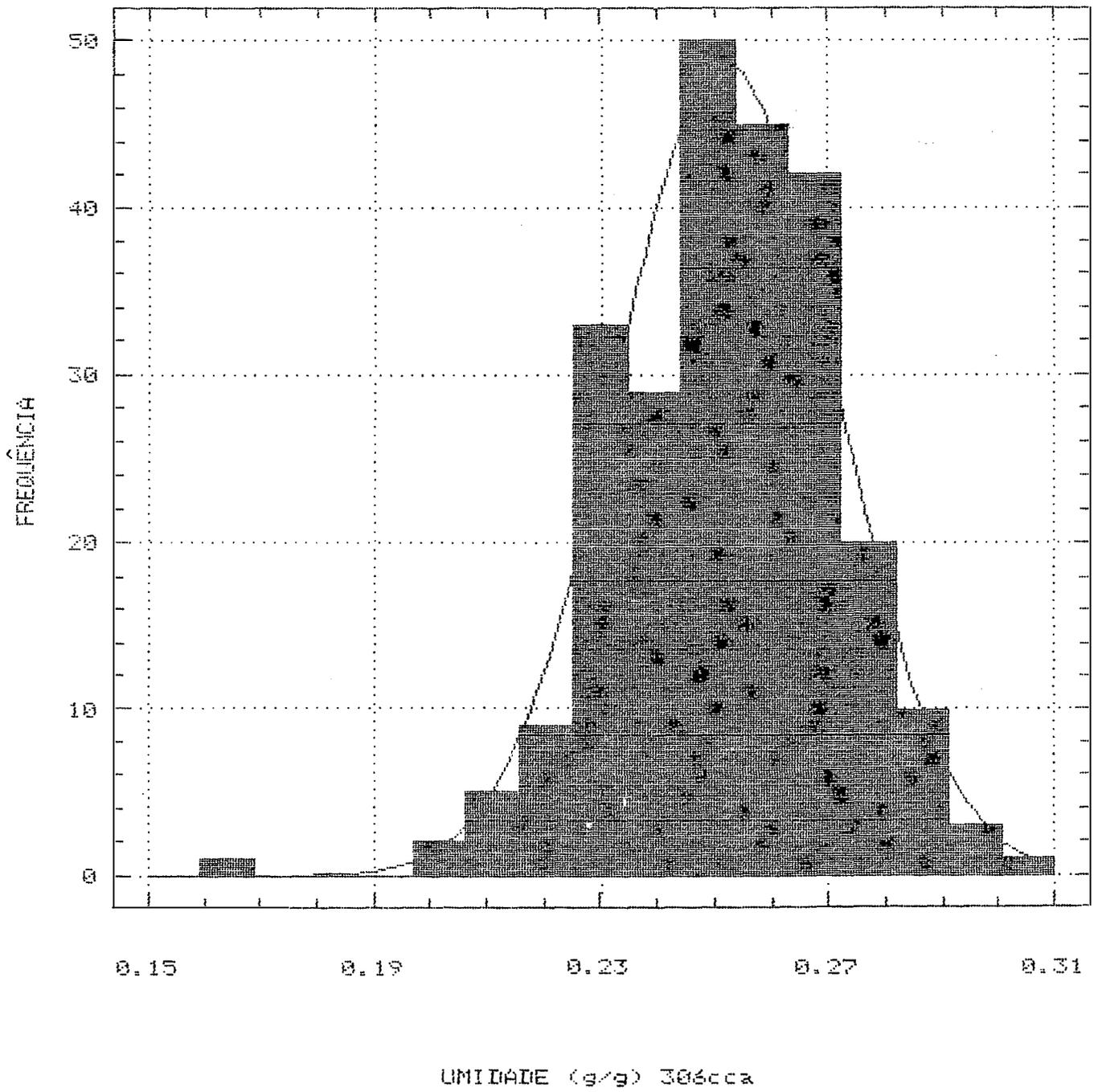


Figura 14. Histograma de frequência relativo à Tabela 6.

HISTOGRAMA DE FREQUÊNCIA

(Dados da Tabela 1)

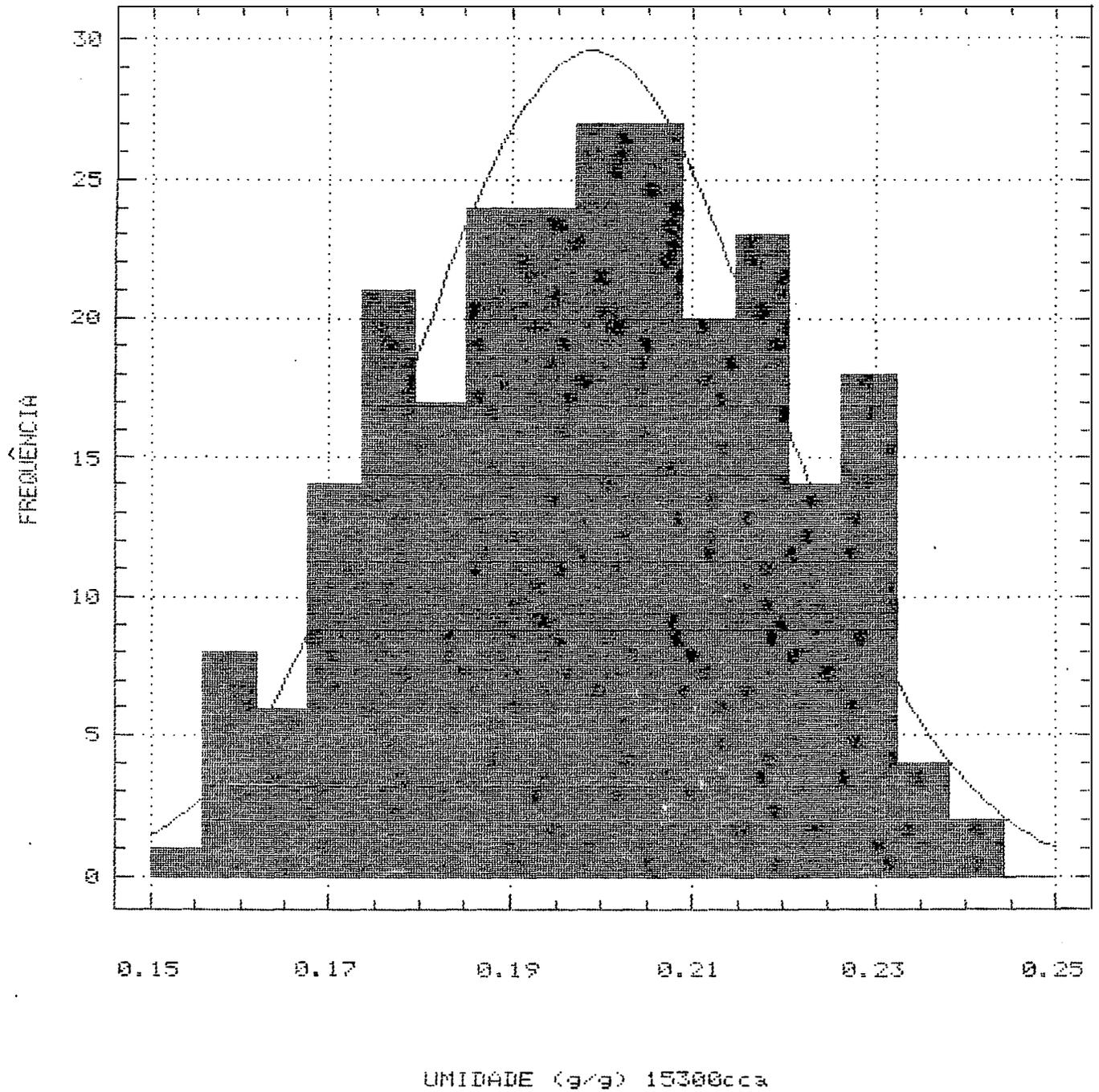


Figura 15. Histograma de frequência relativo à Tabela 7.

Assim, pela Tabela 5 e a respectiva Figura 12, vê-se que apenas uma amostra, com valor 0,54 está deslocando o intervalo de classe para valores mais altos, no caso a amostra no. 75, Tabela 1. Reputar esta diferença à um erro grosseiro seria difícil, uma vez que tal se repete para o potencial mátrico de -10cca (Tabela 1, Tabela 5 e Figura 13) e também a respectiva densidade (Tabela 1) é um valor atípico entre os demais, pelo seu baixo valor, juntamente com a amostra no. 103, sendo que esta já apresentou um valor um pouco maior, indicando valores não tão discrepantes para U5cca e U10cca mas também entre os maiores observados (Tabelas 1, 4 e 5 e Figuras 12 e 13). Este baixo valor de densidade (retornando a amostra no. 75) indicaria menor quantidade de massa por unidade de volume, analogamente maior presença de macroporos, evidenciando assim não o erro grosseiro mas a variabilidade espacial da variável.

Uma análise mais detalhada da Tabela 1, bem como das distribuições de frequência e histogramas põe em evidência os problemas que devem estar causando a oscilação. Começando pela tensão 306cca e respectivas Tabela 6 e Figura 14, observa-se um valor, 0,17 deslocado à esquerda, correspondendo à amostra no. 52 (Tabela 1) que pelas várias considerações do ítem 4.1 tem que ser desprezada. Analogamente para a tensão 816c.c.a., é agora um ponto à

direita, correspondendo à amostra no. 20 que pelos mesmos motivos tem que ser desprezada. Para a tensão de 3060cca, a amostra no. 249 (Tabela 1) é o problema tendo também que ser desprezada. Igualmente desprezando a amostra no. 246 pela observação dos valores apresentados, ter-se-ia a estatística de 246 amostras, mostrada na Tabela 8, agora com os seguintes percentuais de amplitudes: U5cca: 99%; U10cca: 100%; U60cca: 36%; U100cca: 34%; U306cca: 32%; U816cca: 31%; U3060cca: 36% e U15300cca: 28%.

À exceção da tensão 3060cca que ainda apresenta uma discrepância em relação as demais, motivada pela amostra no. 156 (Tabela 1) que no entanto não pode ser descartada, por razões análogas à da amostra no. 75 que apresentou o valor 0,538 g/g à tensão de 5cca, os demais resultados parecem indicar a influência da estrutura da amostra, pelas maiores amplitudes à menores tensões. Modificações nessa estrutura deveriam ser motivo de maior preocupação pelos pesquisadores, uma vez que não necessariamente são provenientes da variabilidade espacial do solo mas sim de problemas de amostragem, como compactação, ou do tamanho da amostra que em princípio deve ser bem superior ao tamanho de suas unidades estruturais, tais como agregados, vazios de raízes e minhocas, etc, possivelmente de um fator multiplicativo de 10, KLUTE (1986).

Tabela 8. Parâmetros estatísticos da variável unidade a base de massa (tamanho da amostra: 246).

Variáveis	Valores		Média	Desvio Padrão (s)	Lim. Classe LC=X ± t s 0,05	Coef. Var. Z	Assim.	Curt.	Lim. Conf. L=X + t sx 0,05
	Min.	Max.							
U5cca	0,237	0,538	0,316	0,031	0,316 ± 0,061	10	1,4	10,5	0,316 ± 0,004
U10cca	0,237	0,540	0,314	0,030	0,314 ± 0,059	10	1,4	11,7	0,314 ± 0,004
U60cca	0,217	0,326	0,278	0,020	0,278 ± 0,039	7	-0,3	-0,1	0,278 ± 0,002
U100cca	0,213	0,315	0,267	0,020	0,267 ± 0,039	7	-0,2	-0,2	0,267 ± 0,002
U306cca	0,203	0,301	0,252	0,018	0,252 ± 0,035	7	-0,1	-0,2	0,252 ± 0,002
U816cca	0,185	0,278	0,235	0,018	0,235 ± 0,035	8	-0,1	-0,2	0,235 ± 0,002
U3060cca	0,162	0,272	0,208	0,020	0,208 ± 0,039	10	0,3	-0,1	0,208 ± 0,002
U15300cca	0,154	0,240	0,199	0,020	0,199 ± 0,039	10	-0,1	-0,8	0,199 ± 0,002

Voltando às Tabelas 2, 4, 5, 6, 7 e Figuras 12, 13, 14 e 15, juntamente com os parágrafos anteriores vê-se facilmente que à medida que a tensão aumenta, embora diminua a amplitude de variação, aumenta o número de amostras que ocupa cada classe de frequência, fato também revelado pelos coeficientes de curtose, Tabela 2. Este coeficiente revela o quão plana ou íngreme é a distribuição de dados em relação à distribuição normal. Se o coeficiente é menor que 3, a curva é plana com caudas curtas, caso contrário ou é bastante íngreme no centro ou tem caudas relativamente longas, conforme observado quanto às amplitudes de variação.

Note-se que o expurgo das amostras na análise anterior poderia ter sido feito segundo métodos estatísticos comuns, no entanto, preferência foi dada à análise do fenômeno físico aliada a distribuições de frequência, mostrando como afirmam WARRICK & NIELSEN (1980), a potencialidade desta ferramenta no estudo da variabilidade.

A importância das distribuições de frequência não cessa aí e sua análise, juntamente com as médias e desvios-padrão traz considerações interessantes. Assim, embora os desvios para as tensões de 5 e 10cca sejam maiores que os demais (Tabela 2 ou 7), os histogramas são mais íngremes, ou analogamente apresentam frequências maiores em menor número de classes, fazendo com que a dispersão acabe

ocorrendo com menor número de amostras. Comparando-se então o número de amostras que cai no intervalo: $\bar{X} \pm s$ para as tensões de 5 e 816cca, esta escolhida por ser um caso menos discrepante que o da tensão 15300cca, tem-se no primeiro caso que 49 amostras caem fora do intervalo e no segundo 79, isto é, embora a amplitude e o desvio padrão sejam maiores para 5cca, a forma da distribuição faz com que um maior número de amostras com valores mais próximos da média estimada ocorra para baixas tensões. Em outras palavras, a simples análise da amplitude e do desvio padrão poderia não mostrar que um grande número de valores possa estar próximo à média, quando comparados com amplitudes e desvios menores.

Do ponto de vista prático, embora não se possa calcular o número de amostras necessário para estimar a média dentro de certo intervalo de confiança desejado (PETERSEN & CALVIN, 1986), quando não se tem distribuição normal dos dados (ANDERSON & CASSEL, 1986), pode-se afirmar no presente caso que o número estaria limitado pelas tensões mais altas, seja por problemas da obtenção da curva de retenção (item 4.1), já discutidos, seja por problemas da variabilidade espacial do solo, ora em discussão.

A análise dos desvios-padrão isoladamente mostra valores em média menores que os resumidos em WARRICK & NIELSEN (1980) para várias tensões e a tendência é a mesma, isto é, diminuir os desvios à medida que aumentam as

tensões.

A análise feita em seguida refere-se aos coeficientes de variação (C.V. %) observados. Pela Tabela 2, página 68 comparando-se novamente com o resumo de WARRICK & NIELSEN (1980) vê-se que as variáveis analisadas apresentaram baixo C.V. % isto é, menores que 12%, na verdade, $\leq 10\%$. Os resultados mostram também coerência com os obtidos por SILVA (1988) nos dados relativos a densidade do solo e umidades a base de volume às tensões de 100, 306 e 15300cca. Os baixos valores de C.V. obtidos certamente são dependentes do número de amostras utilizadas, uma vez que a média e o desvio-padrão o são, pelo Teorema do Limite Central (SOKAL & ROHLF, 1973).

Há que se retornar agora à discussão do tipo de distribuição que seguem os dados, já mencionada anteriormente de maneira breve ao lado do Teorema do Limite Central. Em SOKAL & ROHLF (1973) pode-se encontrar a afirmativa: "As sample size increases, the means of samples drawn from a population of any distribution will approach the normal distribution". Em outras palavras, admita-se que todas as amostras possíveis de tamanho N são retiradas, sem reposição, de uma população finita de tamanho $N_p > N$. No caso da população ser normalmente distribuída, a distribuição amostral das médias também será, mesmo para pequenos valores de N (isto é, $N < 30$), SPIEGEL (1976).

No presente trabalho, a observação da Tabela 2 mostra que as variáveis U60cca, U100cca, U816cca, U3060cca, U15300cca, θ 60cca, θ 100cca, θ 3060cca e θ 15300cca apresentam distribuições bastante próximas à normal, como pode-se verificar pelo método dos momentos (HOFFMANN, 1980; LANDIM, 1985; SILVA, 1988 E DOURADO NETO, 1989), baseado nos coeficientes de assimetria e curtose.

A comparação das Tabelas 2 e 8 mostra que a exclusão de amostras problema tornou também bastante próxima à normal a distribuição de dados referentes a U306cca, fato que não se verificava anteriormente.

A não observância de distribuição normal para os dados de densidade do solo contraria a expectativa em relação aos resultados apresentados por NIELSEN *et alii* (1973); COELHO (1974); CASSEL & BAUER (1975), concordando no entanto com SILVA (1988). Já os dados de umidade à base de volume que aqui apresentaram normalidade contrariam os de SILVA (1988) embora concordem parcialmente com NIELSEN *et alii* (1973).

A verificabilidade da distribuição normal é parte dos pré-requisitos, como já mencionado, para a aplicação da equação (2.14), ANDERSON & CASSEL (1986) entre outros e embora fique faltando o teste da dependência espacial das amostras, WARRICK & NIELSEN (1980), fato que deverá ser verificado posteriormente, assumindo-se no

momento a independência e utilizando a eq. (2.23) ter-se-ia os seguintes resultados para o número de amostras necessário para estimar a média com 10% de variação em torno da média, à partir dos dados da Tabela 2.

Variáveis	Níveis de Significância	
	90%	95%
	Número de amostras	
U60cca	2	2
U100cca	2	2
U816cca	2	3
U3060cca	3	4
U15300cca	3	4
TETA60cca	1	1
TETA100cca	1	1
TETA3060cca	2	3
TETA15300cca	2	3

(U5cca e U10cca não apresentaram distribuição normal)

Reunindo-se os dados acima com a afirmação de SPIEGEL (1976), o que se verifica é que embora se tenha trabalhado com 250 amostras, poder-se-ia trabalhar com valores médios de 3 ou 4 estimados pela equação 2.23 pois estas médias também seriam normalmente distribuídas.

Há, no entanto, que se tomar cuidado com esta afirmação, bem como quando GUMAA (1978) conclui que duas amostras seriam suficientes para estimar o valor médio da densidade do solo ou quando SILVA (1988) afirma que cinco amostras são suficientes para estimar o valor médio da % areia, % argila, densidade das partículas, densidade do solo, porosidade total e água retida à tensões de 0,01;

0,033; 0,1 e 1,5 MPa com 10% de variação permitida, não quer dizer que bastam retirar duas amostras (GUMAA, 1978) ou cinco (SILVA, 1988) pois o Teorema do Limite Central não se aplicaria nestes casos, mas sim que para estas medidas, um número menor de amostras seria suficiente, enquanto outras (condutividade hidráulica) poderiam necessitar 1300 observações (GUMAA, 1978).

Finalmente, outra análise importante é a avaliação do grau de precisão da média. Para tal, foi calculado o erro padrão da média e, a partir dele, o limite de confiança da média com 95% de probabilidade. Observa-se para todas as variáveis, que a variação da média a partir dos limites de confiança, é bastante pequena. Esse fato pode ser explicado, tanto pela pequena variação dos dados, como pelo elevado número de amostras utilizadas, o que diminui o desvio padrão da média. Os valores médios obtidos são uma estimativa com alto grau de significância da amostra da população avaliada.

4.3. Análise exploratória dos dados

Os conceitos de capacidade de campo (C.C.), ponto de murchamento permanente (P.M.P.) e conseqüentemente água disponível, têm sido alvo de constante discussão na literatura pertinente, como se pode ver em SOUZA (1989), que

traz uma boa revisão sobre o assunto. A nível de laboratório a discussão se dá sob vários aspectos, mas principalmente como determinar a capacidade de campo dado a grande variação de valores de tensão propostos para as respectivas umidades.

A fim de se tentar estudar estes conceitos à luz da variabilidade espacial, determinou-se a água disponível em porcentagem (AD%) considerando-se a umidade a 15300cca como correspondente ao P.M.P. e as tensões de 10, 60, 100 e 306cca como valores possíveis de tensão correspondentes à C.C.. Os parâmetros estatísticos pertinentes encontram-se na Tabela 9, elaborada à partir da Tabela 1, retirando-se as amostras nos. 20, 52, 246 e 249 por motivos já expostos. A elaboração da tabela à partir das umidades a base de massa e não de volume deve-se à minimização das amplitudes de variação, por não se levar em conta a contribuição da densidade do solo.

Um retorno à Tabela 8, mostra que à medida que a tensão aumenta, a amplitude de variação diminui, portanto o mesmo foi observado na Tabela 9, uma vez que subtraía-se de uma amplitude constante (U15300cca) amplitudes continuamente decrescentes (10,60, 100 e 306cca). Também esperado era a diminuição dos valores médios e dos desvios, porém atenção merece o aumento dos coeficientes de variação, provavelmente devido a problemas de não normalidade.

Tabela 9. Parâmetros estatísticos da variável água disponível (expressa a base de massa), considerando-se P.M.P. à 15300cca e a C.C. como 10, 60, 100 e 306cca (tamanho da amostra: 246).

Variáveis	Unid.	Valores		Média	Desvio Padrão (s)	Lim. Classe LC=X ± t s 0,05	Coef. Var. %	Assim. Curt.	Lim. Conf. L=X ± t sx 0,05	
		Min.	Max.							
U10cca - U15300cca	%	5,2	31,6	11,5	2,7	11,5 ± 5,3	23	1,7	11,2	11,5 ± 0,3
U60cca - U15300cca	%	3,7	13,6	7,9	1,8	7,9 ± 3,5	23	0,5	0,3	7,9 ± 0,2
U100cca- U15300cca	%	3,2	12,1	6,8	1,7	6,8 ± 3,3	25	0,6	0,7	6,8 ± 0,2
U306cca- U15300cca	%	1,8	10,7	5,3	1,8	5,3 ± 3,5	34	0,6	-0,2	5,3 ± 0,2

A Figura 16 apresenta as amplitudes, valores médios e desvios para 246 e 127 amostras, isto é, ignorados os valores $U_{15300cca} > U_{3060cca}$, considerando-se os mesmos valores acima como possíveis de representarem a C.C. e finalmente, a água disponível para as mesmas 127 amostras com a C.C. correspondente ao ponto de inflexão da curva de retenção (MARCOS, 1971), obtidos pelo método de DOURADO & LIBARDI (1989).

Antes de discutir-se mais os aspectos de variabilidade envolvidos, convém chamar a atenção para o fato de que a utilização de 250/246/127 amostras para as estatísticas e discussões pertinentes só foi possível devido à ter-se elaborado a curva com oito pontos, isto é, se fosse seguido o procedimento comum de eleger-se um dado valor de tensão como representativo da C.C. e tomar-se $U_{15300cca}$ como correspondente ao P.M.P., portanto apenas dois pontos da curva não haveria como se notar as discrepâncias apresentadas pelas amostras segregadas quando se passou de 250 para 246 amostras ou, após a comparação com $U_{3060cca}$, para 127. Em resumo, a dificuldade não está apenas na discussão quanto ao valor de tensão correspondente a C.C. mas também quanto a determinação de $U_{15300cca}$, face aos problemas discutidos no item 4.1.

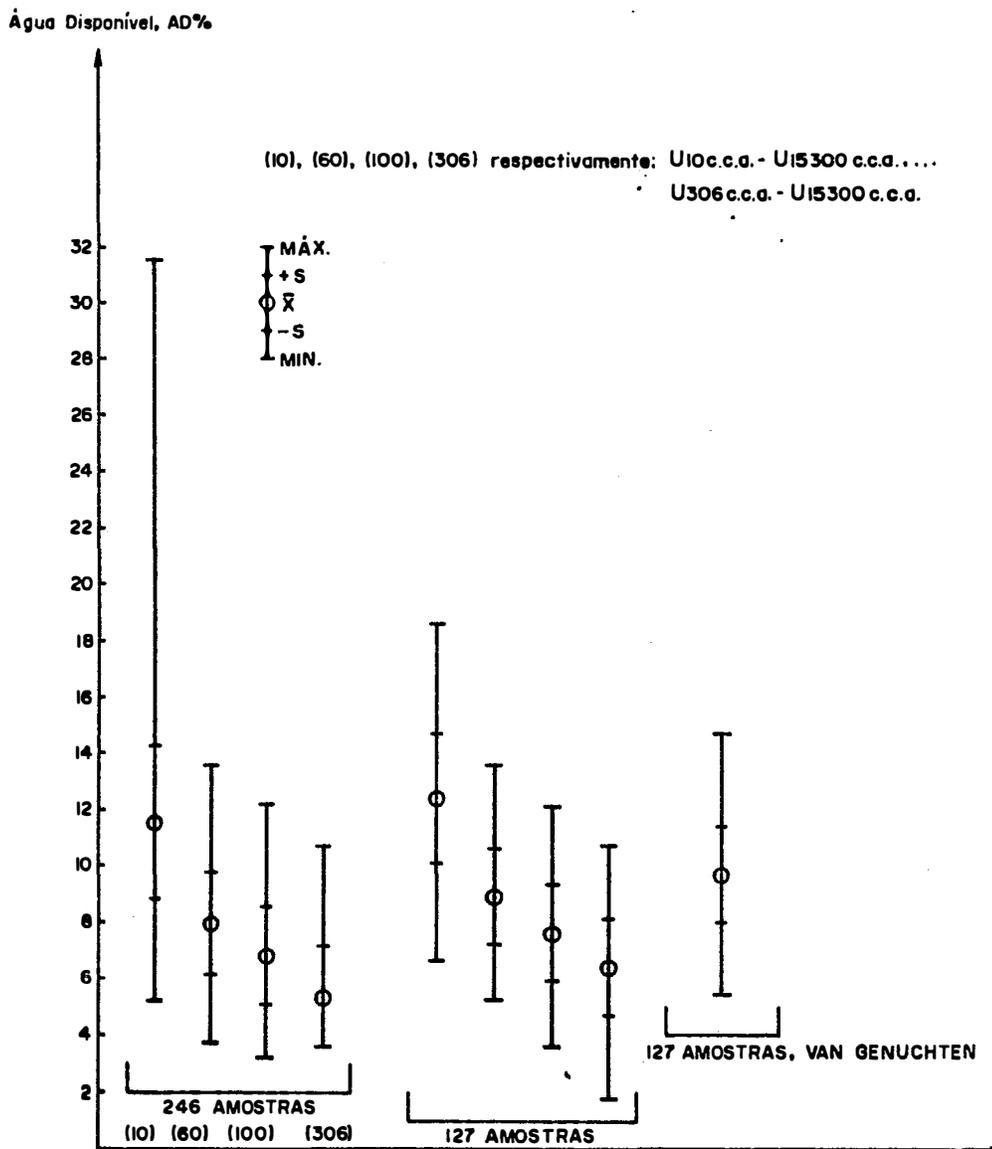


Figura 16. Valores mínimos, máximos, médios e desvios apresentados no cálculo de água disponível, considerando-se C.C. como o valor de U à 10, 60, 100 e 306cca, para 246 e 127 amostras e à partir do ponto de inflexão da curva, segundo van Genuchten.

As diferenças estatísticas entre 246 e 127 amostras, estas tanto sob o ponto de vista das várias tensões consideradas como passíveis de representarem a C.C. como considerando-se a C.C. como correspondendo ao ponto de inflexão, podem ser vistas comparando-se as Tabelas 9 e 10, ao lado da Figura 16.

A comparação das duas tabelas mostra um aumento nos valores médios de água disponível correspondente a cada tensão, devido à supressão do conjunto de dados onde U15300cca era mais elevado ($U15300cca > U3060cca$), portanto tornando mais nítidas as diferenças entre umidades. Pelo fato dos desvios praticamente não se alterarem, o aumento dos valores médios fez com que diminuíssem os coeficientes de variação!!! Neste ponto, uma questão importante surge, pois o descarte das amostras levando em conta o conhecimento da curva toda e não apenas os valores de C.C. e P.M.P. levou à uma redução no C.V. ou seja o problema é metodológico e não de variabilidade espacial.

Conseqüentemente ao se calcular o número de amostras necessário para estimar a média com variação permitida de 10% em torno dela, à partir dos dados das Tabelas 9 (246 amostras) e 10 (127 amostras) obtém-se os seguintes resultados:

Tabela 10. Parâmetros estatísticos da variável água disponível (expressa a base de massa), considerando-se P.M.P. à 15300cca e a C.C. como 10, 60, 100 e 306cca e como ponto de inflexão da curva (tamanho da amostra: 127).

Variáveis	Unid.	Valores		Média	Desvio Padrão (s)	Lim. Classe LC=X ± t s 0,05	Coef. Var. Z	Assim.	Curt.	Lim. Conf. L=X + t sx 0,05
		Min.	Max.							
U10cca - U15300cca	%	6,6	18,6	12,4	2,3	12,4 ± 4,5	18	0,2	0,0	12,4 ± 0,40
U60cca - U15300cca	%	5,2	13,6	8,9	1,7	13,6 ± 3,4	19	0,4	0,0	13,6 ± 0,30
U100cca- U15300cca	%	3,6	12,1	7,6	1,7	12,1 ± 3,4	22	0,5	0,4	12,1 ± 0,30
U306cca- U15300cca	%	1,8	10,7	6,4	1,7	10,7 ± 3,4	27	0,2	-0,4	10,7 ± 0,30
Uinf. - U15300cca	%	5,4	14,7	9,7	1,7	14,7 ± 3,4	17	0,3	0,1	14,7 ± 0,30

pela tabela 9:

Variáveis	Níveis de Significância	
	90%	95%
	Número de amostras	
AD% (U10cca)	15	21
AD% (U60cca)	14	20
AD% (U100cca)	17	24
AD% (U306cca)	31	45

e pela Tabela 10:

Variáveis	Níveis de Significância	
	90%	95%
	Número de amostras	
AD% (U10cca)	9	13
AD% (U60cca)	10	14
AD% (U100cca)	14	20
AD% (U306cca)	19	28
AD% (Uinflexão)	8	12

Mostrando então, que para o cálculo de água disponível para um valor fixo de P.M.P., correspondente à 15300cca e para vários valores possíveis de C.C., um número menor de amostras, no entanto com valores mais coerentes forneceu valores também menores para o número de amostras necessárias para estimar a média. A análise da equação (2.23) e Tabelas 9 e 10 mostra que mais que o aumento nos valores médios de AD%, a maior contribuição para a diminuição do número de amostras deveu-se ao decréscimo nos C.V.%, reforçando portanto o que foi dito anteriormente quanto ao problema metodológico.

A fim de evidenciar a variabilidade espacial na área experimental, elaborou-se as figuras 17, 18, 19, 20 e 21 que mostram a distribuição de valores de água disponível, para os vários valores de C.C. assumidos, bem como os valores de densidade global.

O primeiro fato que chama a atenção é a coerência dos resultados, isto é, dentro dos vários intervalos de classe considerados, tanto para cada valor de C.C. (10, Figura 17; 60, Figura 18; 100, Figura 19 ou 306cca, Figura 20) como entre eles, não há discrepâncias no sentido de que um valor máximo à uma dada tensão correspondam mínimos nas outras e vice-versa, havendo sempre uma gradação entre os vários valores possíveis de AD% como se pode ver por exemplo nas amostras 28(coord: x = 2, y = 3); 220 (coord. x = 9, y = 20), etc. Do ponto de vista prático, isto indica bons valores obtidos nas curvas para as várias tensões intermediárias entre 5 e 15300cca, evitando portanto incoerências em cálculos posteriores. A mesma coerência pode ser observada quando se analisa na Figura 21 os valores de densidade do solo, distribuídos em três classes de frequência. Uma vez que a porosidade é função da densidade do solo e da densidade de partículas e assumindo uma variação muito menor da segunda em comparação com a primeira, pelo próprio tamanho da área, é de se esperar que a porosidade e portanto a AD seja mais dependente da

$$AD\% = 100 \times (U_{10cca} - U_{15300cca})$$

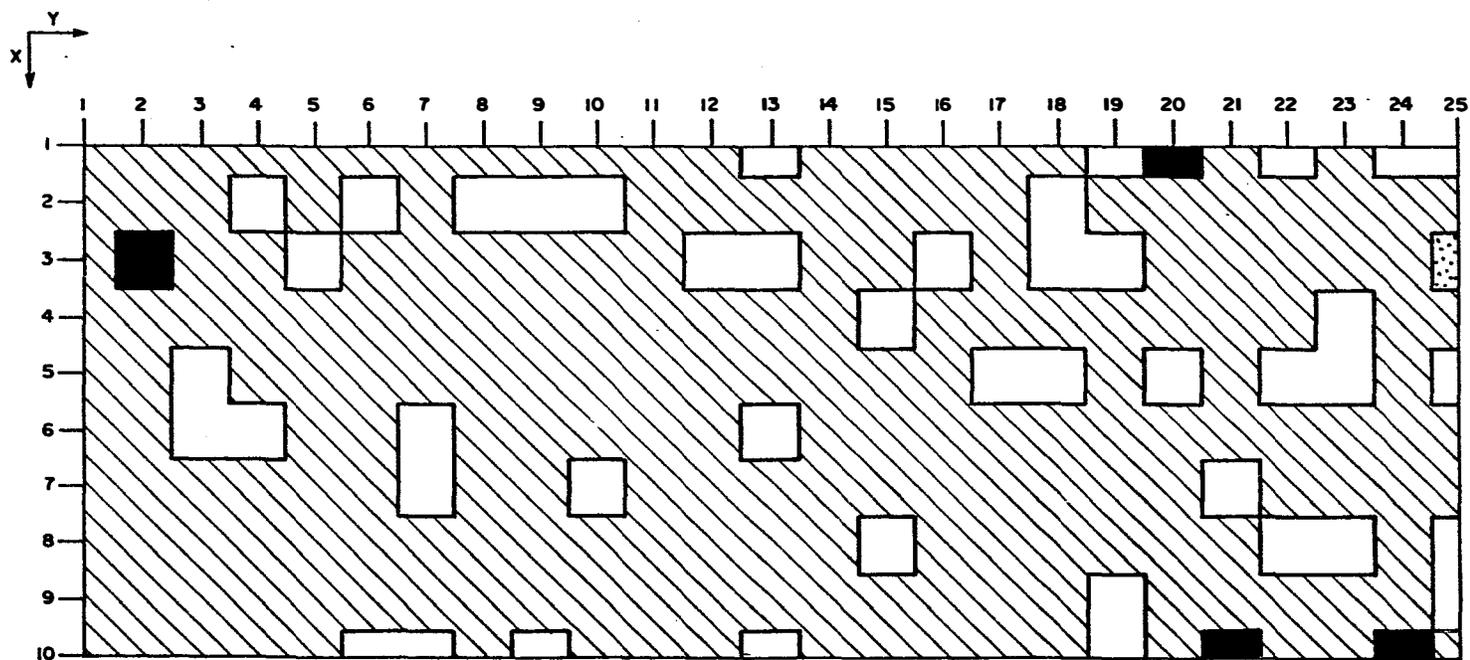
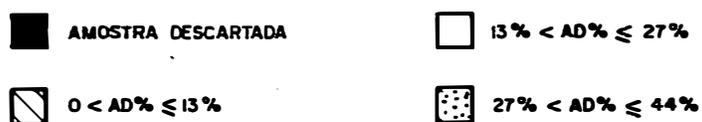


Figura 17. Distribuição dos possíveis valores de água disponível (AD%) na área experimental considerando-se a capacidade de campo (C.C.) correspondente a um valor de 10cca (tamanho da amostra igual a 246, três classes de frequência).

$$AD\% = 100 \times (U_{60\text{cca}} - U_{15300\text{cca}})$$

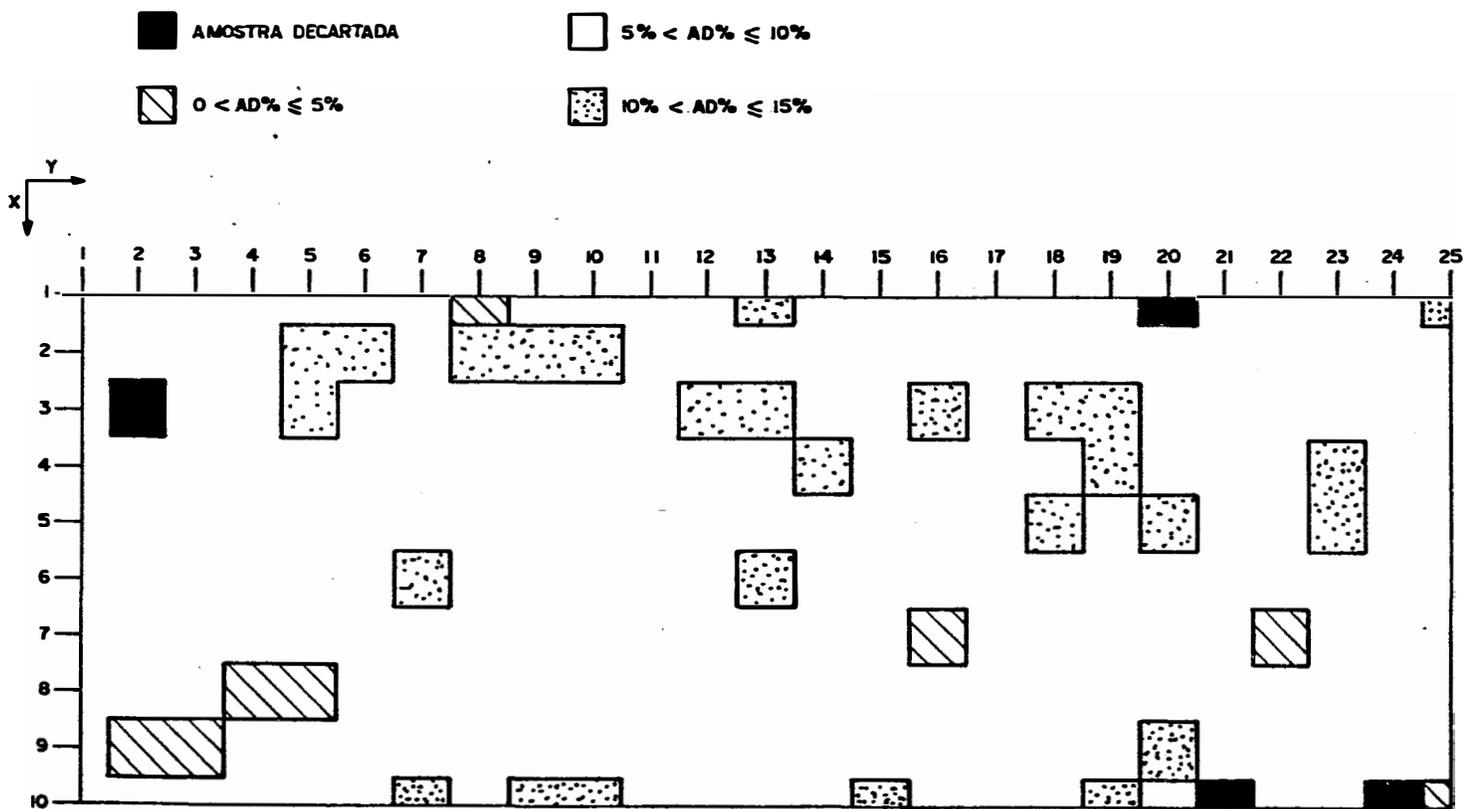


Figura 18. Distribuição dos valores de água disponível (AD%) na área experimental, considerando-se a capacidade de campo (C.C.) correspondente a um valor de 60cca (tamanho da amostra igual a 246, três classes de frequência).

$$AD\% = 100 \times (U_{100 \text{ cca}} - U_{15300 \text{ cca}})$$

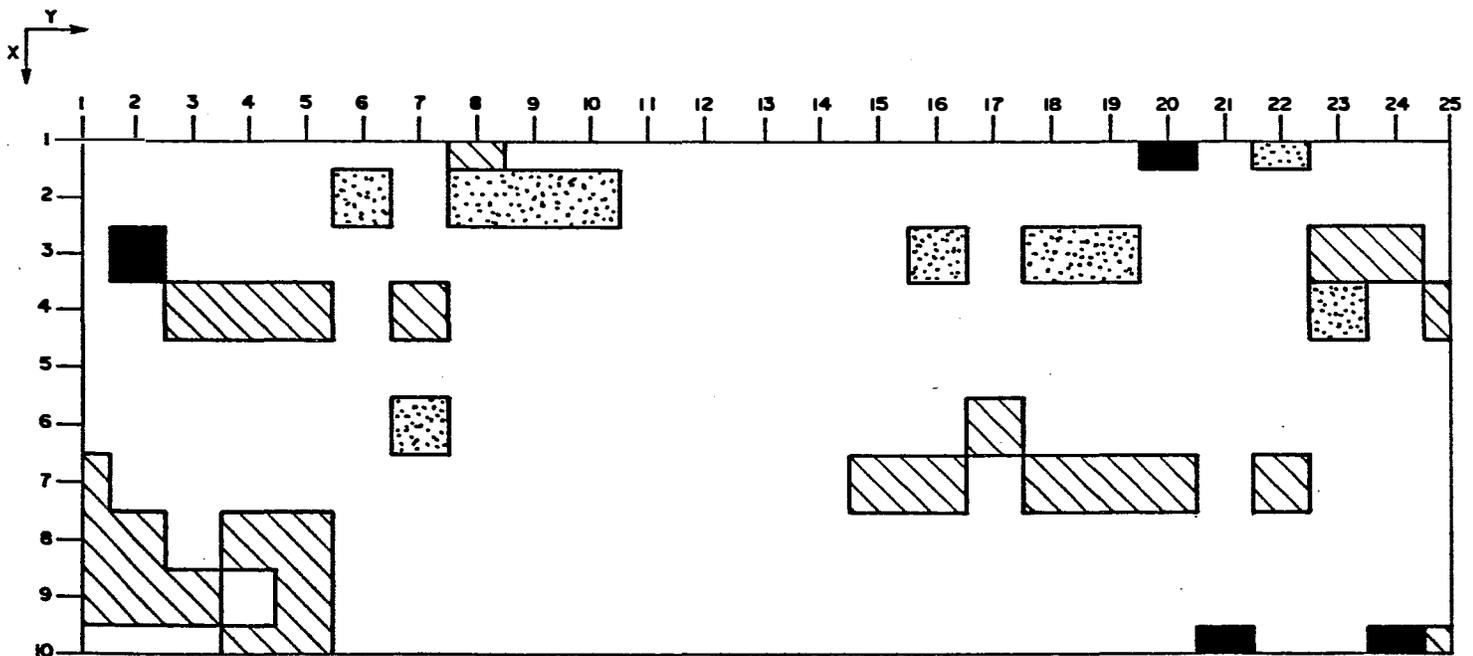


Figura 19. Distribuição dos valores de água disponível (AD%) na área experimental, considerando-se a capacidade de campo (C.C.) correspondente a um valor de 100cca (tamanho da amostra igual a 246, três classes de frequência).

$$AD\% = 100 \times (U_{306\text{cca}} - U_{15300\text{cca}})$$

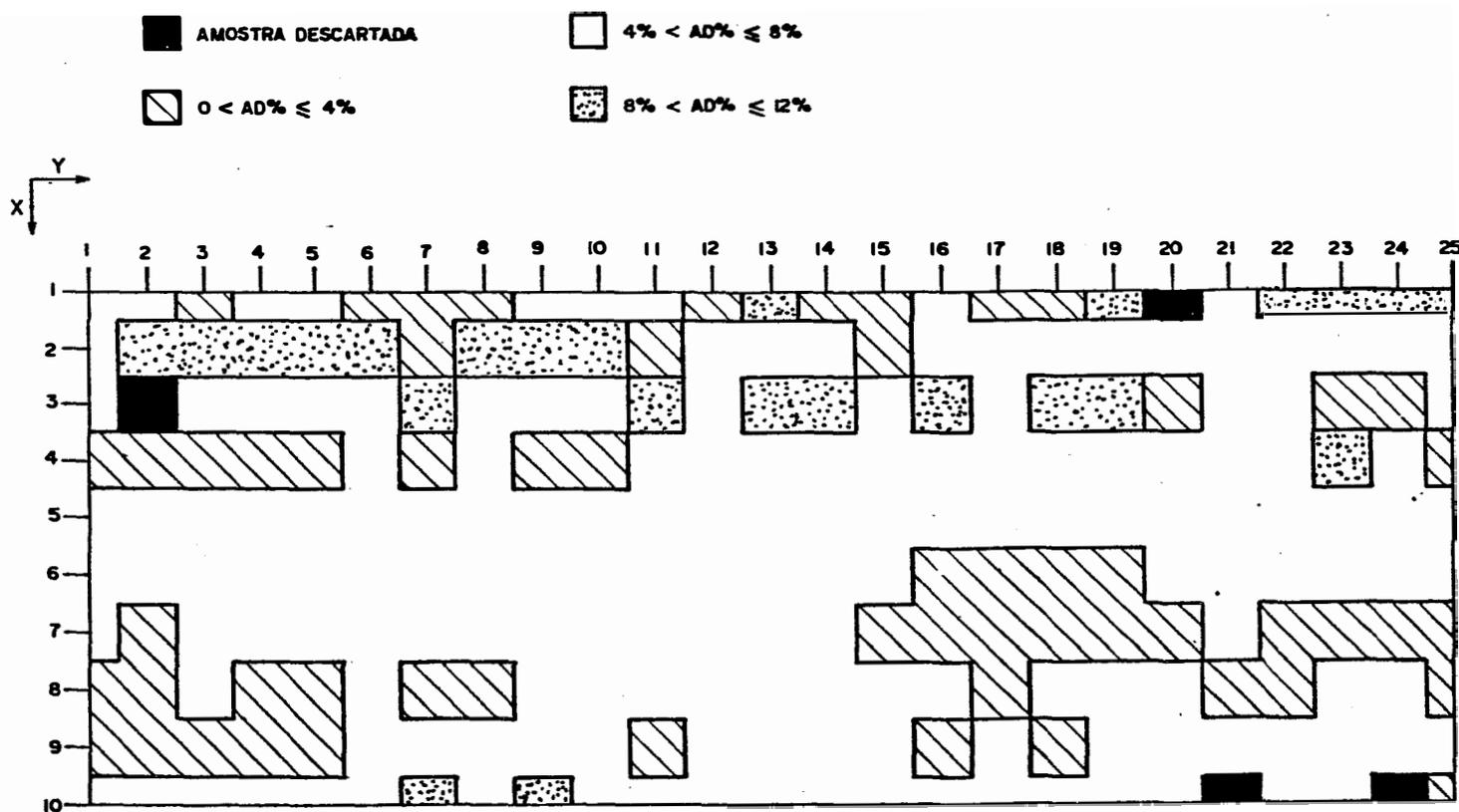


Figura 20. Distribuição dos valores de água disponível (AD%) na área experimental, considerando-se a capacidade de campo (C.C.) correspondente a um valor de 306cca (tamanho da amostra igual a 246, três classes de frequência).

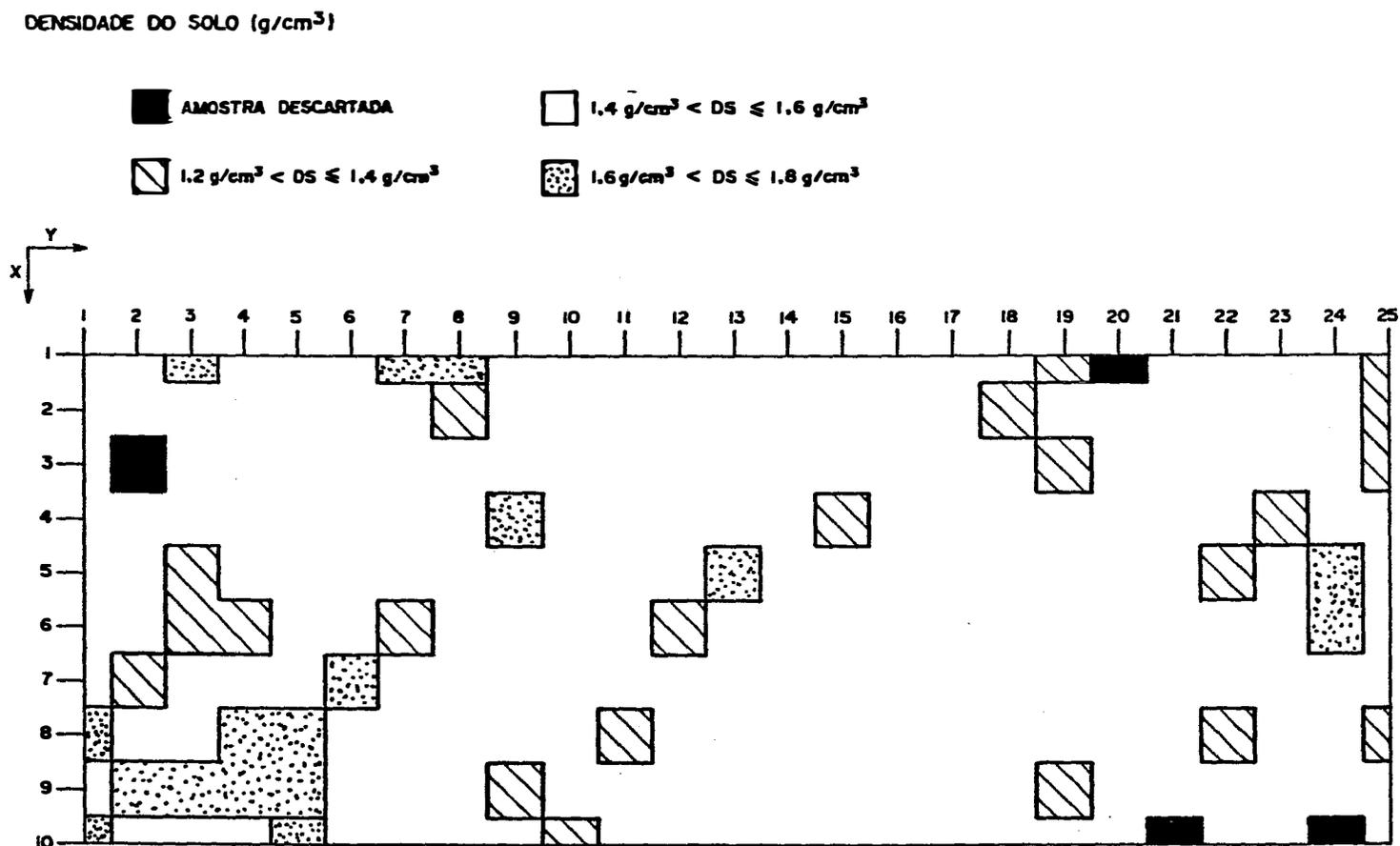


Figura 21. Distribuição dos valores de densidade do solo (D_s , g/cm^3) na área experimental (tamanho da amostra igual a 246, três classes de frequência).

densidade do solo, quando comparadas numa mesma área e ainda mais de tamanho reduzido, como é o caso. Assim, os menores valores de densidade correspondem a maiores valores de porosidade, conseqüentemente de água disponível e vice-versa.

Retornando ao aspecto da variabilidade, a Figura 16 mostra que os valores de água disponível tanto sob o aspecto das amplitudes de variação como dos desvios, apresentam grande sobreposição, mesmo que se desconsidere as amostras que apresentaram problemas com as unidades à 15300cca. As figuras 17, 18, 19, 20 e 21 mostram que esta variabilidade está manifesta em uma área relativamente pequena e dentro dela a pequena distância, como se verifica pelos retângulos em ressalto.

Pode-se verificar ainda, que à medida que os valores de C.C. vão aumentando (10cca na Figura 17,... 306cca na Figura 20) aumenta também a variabilidade dos valores de AD% dentro da área experimental, não tão notadamente entre 60 e 100cca (figs. 18 e 19 respectivamente) mas quando se compara estas com um valor maior como 306cca (Figura 20), o que reflete os cálculos anteriores, que mostraram a necessidade de um maior número de amostras para estimar a AD%, quando a C.C. é 306cca, em comparação com os demais.

5. CONCLUSÕES

A partir dos resultados obtidos e da sua discussão, pode-se dizer que as hipóteses formuladas, quais sejam:

- 1a.) há que se modificar o procedimento operacional corrente do funil de Haines e câmaras de pressão de Richards para obtenção da curva característica, contemplando os vários tipos de problema que ocorrem desde a coleta da amostra até a elaboração final da curva;
- 2a.) o solo utilizado, pode apresentar variabilidade, que independentemente da metodologia utilizada, desde que uniforme durante as análises que deverá se manifestar pela análise estatística e interpretação física dos fenômenos envolvidos.

foram confirmadas, permitindo ainda que se trouxesse à tona, tirando partido da variabilidade, o fato de que discussões sobre valores à serem assumidos para C.C. e P.M.P., podem perder o sentido tanto pela variabilidade metodológica quanto do solo, isto é, há que se rediscutir não só o fenômeno como também a "régua" que se está utilizando para medi-lo e a variabilidade intrínseca do substrato de medida.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho pretendeu deixar claro algo como o "Princípio da Incerteza de Heisenberg" da Teoria Quântica em estudos de variabilidade espacial de propriedades físicas, particularmente a curva de retenção de água no solo. Assim, se em mecânica quântica é impossível medir-se simultaneamente a posição e a velocidade sem eliminar-se um certo grau de incerteza ou seja, para se medir posição a incerteza cai na velocidade e vice-versa, aqui também ocorre algo análogo. No caso, a posição de cada amostra é fixa e as análises vão sendo feitas sucessivamente em cada amostra, "saturando" e "secando", succionando e submetendo-as a pressões em placas de diâmetros cada vez menores, como se a superfície de contato de cada amostra tivesse uma distribuição tal de poros, indeformáveis durante um equilíbrio e posteriormente

deformáveis para adaptarem-se igualmente bem à outra placa de poros menores e assim sucessivamente. O tempo é longo para tantas análises (mais de dois anos) e então fica a certeza da posição mas a incerteza sobre a originalidade do objeto de medida, sem falar nas flutuações de temperatura entre outros percalços. Por outro lado, se são coletadas amostras em locais distintos para fazerem parte de uma mesma curva, tampouco se tem certeza sobre se representam ou não a mesma amostra, agora devido à variabilidade espacial, que tampouco pode ser ignorada.

O que se propõe então para o aparente impasse é que, à exemplo do que já se tem feito em fertilidade do solo e nutrição de plantas, que se inicie com uma unificação dos métodos de obtenção de curva de retenção, sob os vários aspectos envolvidos, particularmente:

- tamanho da amostra;
- suporte da amostra (volume);
- fluido, tempo e método de molhamento;
- controle de temperatura;
- tempo de equilíbrio;
- elaboração de um prontuário de maior caracterização possível da amostra;
- amostras padrão; etc.

Enfim, há que se discutir inicialmente no sentido de minimizar a variabilidade analítica, ou padronizar as "réguas", uma vez que a variabilidade do solo é inevitável...

↓

7. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

ANDERSON, S.N. & CASSEL, D.K. Statistical and autoregressive analysis of soil physical properties of Portsmouth Sandy Loam. Soil Science Society America Journal, Madison, 50:1096-1104, 1986. ②

BABALOLA, O. Spatial variability of soil water properties in tropical soils of Nigeria. Soil Science, Baltimore, 126(5):269-279, 1978.

BALL, B.C. & HUNTER, R. The determination of water release characteristics of soil cores at low suctions. Geoderma, Amsterdam, 43:195-212, 1988.

BECKETT, P.H.T. & WEBSTER, R. Soil variability: a review. Soils and Fertilizers, Wallingford, 34:1-15, 1971.

- BLAKE, G.R. & HARTGE, K.H. Bulk Density. In: BLACK, C.A., ed. Methods of Soil Analysis. I. Physical and mineralogical methods. Madison, Wisconsin, American Society of Agronomy, Inc., Soil Science Society of America, Inc. Publisher. 1986. p. 363-375.
- BORGES, E.A. & MEDINA, B.F. Correlação entre capacidade de campo determinada in situ e em laboratório. Agropecuária Técnica, Viçosa, 2(1):50-61, 1981.
- CAGAUAN, B.G. & UEHARA, G. Soil anisotropy and its relation to aggregate stability. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, 29:198-200, 1965.
- CARVALHO, H.O.; CASSEL, D.K.; HAMMOND, J.; BAVER, A. Spatial variability of in situ unsaturated conductivity of Mardock sandy loam. Soil Science, Baltimore, 121(1):1-8, 1976.
- CASSEL, D.K. & BAUER, A. Spatial variability in soils below depth of tillage: bulk density and fifteen atmosphere percentage. Soil Science of America Proceedings, Madison, 39:247-250, 1975.

CASSEL, D.K. & NIELSEN, D.R. Field capacity and available water capacity. In: KLUTE, A. ed. Methods of soil analysis. Part. I. Physical and mineralogical methods. Madison, American Society of Agronomy. Soil Science Society of America, 1986. p. 901-926.

CHAHAL, R.S. Effect of temperature and trapped air on the energy status of water in porous media. Soil Science, Baltimore, 98:107-112, 1963.

CHAHAL, R.S. Effect of temperature and trapped air on matric suction. Soil Science, Baltimore, 100:262-266, 1965.

CHAHAL, R.S. Effect of entrapped air and suction on matric suction. Soil Science, Baltimore, 102:131-134, 1966.

CHAHAL, R.S. & YOUNG, R.N. Validity of the soil characteristics determined with the pressurized apparatus. Soil Science, Baltimore, 99:98-102. 1965.

CHILDS, E.C. The use of soil moisture characteristics in soil studies. Soil Science, Baltimore, 50:239-252, 1940.

COELHO, M.A. Spatial variability of water related soil physical properties. Tucson, 1974, 186p. (Ph.D. - University of Arizona).

CORREA, J.B.D. & FREIRE, J.C. Variabilidade espacial e número de amostras representativas de alguns parâmetros físicos de Latossolo Roxo do município de Lavras-MG. Ciências Práticas. Lavras, 10(3):315-324, 1986.

COLMAN, E.A. A laboratory procedure for determining the field capacity of soils. Soil Science, Baltimore, 67:277-83, 1947.

DANIELSON, R.E. & SUTHERLAND, P.L. Porosity. In: BLACK, C.A., ed. Methods of Soil Analysis. I. Physical and mineralogical methods. Madison, Wisconsin, American Society of Agronomy, Inc., Soil Science Society of America, Inc. Publisher. 1986. p.443-461.

DAVID, M. Geostatistical on reserve estimation. New York, Elsevier Sci. Publ., 1977. v.8, 364p.

De BACKER, L.S. & KLUTE, A. Comparison of pressure and suction methods for soil-water content-pressure head determinations. Soil Science, Baltimore, 104:46-55,

1967.

DOURADO NETO, D. Variabilidade espacial das alturas de chuva e irrigação e de potenciais da solução do solo. Piracicaba, 1989. 180p. (Mestrado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/USP).

EL-SWAIFY, S.A. & HENDERSON, D.W. Water retention by osmotic swelling of certain colloidal clays with varying ionic composition. *Journal of Soil Science*, Oxford, 18:223-232, 1967.

EMBRAPA, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Manual de métodos de análise de solo.. Rio de Janeiro, SNLCS, 1979. 1v.

FERREIRA, M.M. & MARCOS, Z.Z. Estimativa da capacidade de campo de latossolo roxo distrófico e regossolo através do ponto de inflexão da curva característica de umidade. *Ciências Práticas*, Lavras, 7(1):96-101, 1983.

FREIRE, J.C. Retenção de umidade em perfil oxissol do município de Lavras, Minas Gerais. Piracicaba, 1975. 76p. (Mestrado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/USP).

GAJEM, Y.M.; WARRICK, A.W.; MYERS, D.E. Spatial dependence of physical properties of a typic torrifluent soil. *Soil Science Society America Journal*, Madison, 45(4):709-715, 1981.

GLOBUS, A.M., ROZENSHTOK, S.K.; SIROTKIN, V.M. & MICHURIN, B.N. Method of determining the soil moisture potencial with a pressure membrane apparatus. *Soviet Soil Science*:3, 90-98, 1971.

GROSSI SAD, J.H. Fundamentos sobre a variabilidade dos depósitos minerais. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM-GEOSOL, 1986. 141p.

GUMAA, G.A. Spatial variability of in situ available water. Tucson, 1978. 140p. (Ph.D.-University of Arizona).

GUROVICH, L.A. Estructura de la variabilidad espacial de las propiedades hidrodinamicas de los suelos. *Ciencia e Investigacion Agraria*, Chile, 9:243-254, 1982.

HAINES, W.B. Studies in the physical properties of soil. V. The hysteresis effect in capillary properties, and the modes of moisture distribution associated therewith. *Journal of Agricultural Sciences*, XX:96-105, 1930.

HEATH, O.C.S. A estatística na pesquisa científica. São Paulo, EDUSP, 1981. 95p.

HILLEL, D. Fundamentals of soil physics. Academic Press, 1980. 390p.

HOFFMANN, R. Estatística para economistas. São Paulo, Biblioteca Pioneira de Ciências Sociais, 1980. 379p.

JAMISON, V.V. & KROTH, E.M. Available moisture storage capacity in relation to textural composition and organic matter content of several Missouri soils. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, 22:189-92, 1985.

JENSEN, R.D. & KLUTE, A. Water flow in an unsaturated soil with a step-type initial water content distribution. Soil Science Society America Proceedings, Madison, 31:289-296, 1967.

JOURNEL, A.G. & HUIJBREGTS, Ch. J. Mining geostatistics. London, Academic Press, 1978. 600p.

KLUTE, A. Water retention: laboratory methods. In: BLACK, C.A., ed. Methods of Soil Analysis. I. Physical and mineralogical methods. Madison, Wisconsin, American

Society of Agronomy, Inc., Soil Science Society of America, Inc. Publisher. 1986. p.635-662.

KLUTE, A. & DIRKSEN, C. Hydraulic Conductivity and Diffusivity: Laboratory Methods. In: BLACK, C.A., ed. Methods of Soil Analysis. I. Physical and mineralogical methods. Madison, Wisconsin, American Society of Agronomy, Inc., Soil Science Society of America, Inc. Publisher. 1986. p.687-734.

LANDIM, P.M.B. Introdução a geoestatística. Rio Claro, UNESP, 1988. Publicação Didática no. 3.114p.

LEAMER, R.W. & LUTZ, J.F. Determination of pore size distribution in soils. Soil Science, Baltimore, 49:347-361. 1940.

LEAMER, R.W. & SHAW, B. A simple apparatus for measuring noncapillary porosity on an extensive scale. Journal of American Society of Agronomy, 33:1003-8, 1941.

LIBARDI, P.L. Dinâmica da água no sistema solo-planta-atmosfera. Piracicaba, 1984. 232p. (Impresso na Gráfica do CENA/USP).

MARCOS, Z.Z. Morphologic and physical properties of fine texture oxisols, State of São Paulo. Columns, 1971. 272p. (Ph.D. - Ohio State University).

MEAD, R. & CURNOW, R.W. Statistical Methods in Agriculture and Experimental Biology. New York, Chapman and Hall Publisher, 1983. 163p.

MEDEIROS, S.D. Determinação da curva de retenção da água no solo através do fatiamento de amostras centrifugadas. Piracicaba, 1987. 66p. (Mestrado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/USP).

MILLER, E.E. & MILLER, R.F. Physical theory for capillary flow phenomena. J. Appl. Phys. 27:324-332, 1956.

MORAES, S.O. Influência da vermiculita expandida no balanço hídrico e na produção de uma cultura de arroz (*Oryza sativa* L.) em casa de vegetação. Piracicaba, 1984. 127p. (Mestrado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/USP).

MOTA, F.O.B. Retenção de água em perfil Alfissol do Município de Mossoró-RN. Piracicaba, 1976. 70p. (Mestrado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de

Queiroz"/USP).

NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W.; EARTH, K.T. Spatial variability of soil water properties. *Hilgardia*, Berkeley, 42(7):215-259, 1973.

PECK, A.J. Change of moisture tension with temperature and air pressure: theoretical. *Soil Science*, Baltimore, 89:303-310. 1960.

PETERSEN, R.G. & CALVIN, L.D. Sampling. In: BLACK, C. A., ed. *Methods of Soil Analysis. I. Physical and mineralogical methods*. Madison, Wisconsin, American Society of Agronomy, Inc., Soil Science Society of America, Inc. Publisher. 1986. p.33-51.

POULOVASSILIS, A. The influence of the initial water content on the redistribution of soil water after infiltration. *Soil Science*, Baltimore, 135:275-281. 1983.

PREVEDELLO, B.M.S. Variabilidade espacial de parâmetros de solo e planta. Piracicaba, 1987. 166p. (Doutorado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/USP).

- RATLIFF, L.F.; RITCHIE, J.T. & CASSEL, D.K. Field-measured limits of soil water availability as related to laboratory - measured properties. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, 47:770-775.
- REEVE, M.J.; SMITH, P.D. & THOMASSON, A.J. The effect of density on water retention properties of field soils. *Journal of Soil Science*, Oxford, 24:355-367, 1973.
- RICHARDS, L.A. & FIREMAN, M. Pressure - plate apparatus for measuring moisture sorption and transmission by soils. *Soil Science*, New Brunswick, N.J., 56:395-405. 1943.
- RICHARDS, L.A. Methods of measuring soil moisture tension. *Soil Science*, Madison, 68:95-112, 1949.
- ROGERS, J.S. & CARTER, C.E. Soil core sampling for hydraulic conductivity and bulk density. *Soil Science Society America Journal*, Madison, 51:1393-1394. 1987.
- ROYER, J.M. & VACHAUD, G. Field determination of hysteresis in soil-water characteristics. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison. 39:221-223, 1975.

SALTER, P.J. & HAWORTH, F. The available-water capacity of a sandy loam soil. I. A critical comparison of methods of determining the moisture content of soil at field capacity and at permanent wilting percentage. *Journal of Soil Science, Oxford*, 12(2):326-334, 1961.

SALTER, P.J. & WILLIAMS, J.B. The influence of texture on the moisture characteristics of soils. Part I: A critical comparison of techniques for determining the available water capacity and moisture characteristic curve of a soil. *Journal of Soil Science, Oxford*, 16:1-15, 1965.

SHARMA, M.L. & UEHARA, G. Influence of soil structure on water relations in low humic latosols: I. Water retention. *Soil Science of America Proceedings, Madison*, 32:765-770. 1968.

SILVA, A.P. da. Variabilidade espacial de atributos físicos do solo. Piracicaba, 1988. 98p. (Doutorado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/USP).

SOILMOISTURE EQUIPMENT CORP. Operating Instructions for the Cat. no. 1600, 5 bar pressure plate extractor. Soil Moisture Equipment Corp. Santa Barbara, California, s.d.

SOKAL, R.R. & ROHLF, F.J. Introduction to Biostatistics. San Francisco, W.H. Freeman and Company, 1973. 368p.

SOUZA, L.D. Estimativas e utilização da capacidade de campo. Piracicaba, 1989. 126p. (Mestrado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/USP).

SPIEGEL, M.R. Estatística. Coleção Schaum. Ed. McGraw-Hill do Brasil Ltda. 1976. 580p.

STATGRAPHICS. Statistical Graphics System. V:2.6. STSC, Statistical Graphics Corporation. 1987.

STEVENSON, D.S. Unreliabilities of pressure plate 1500 kilopascal data in predicting soil water contents at which plants become wilted in soil-peat mixes. Notes, Canadian Journal of Soil Science, Ottawa, 62:415-419, 1982.

THOMAS, G.W. & MOODIE, J.E. Chemical relationships affecting the water-holding capacities of clays. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, 33:645-651. 1962.

TSUJI, G.Y., WATANABE, R.T. & SAKAI, S. Influence of soil microstructure on water characteristics of selected hawaiian soils. Soil Science Society America Proceedings, Madison, 39:28-33. 1975.

VILLA NOVA, N.A. Dados meteorológicos do município de Piracicaba. Estação meteorológica da ESALQ/USP. Departamento de Física e Meteorologia, 1989.

WAENY, J.C.C. Distribuição normal; programa de aferição metrológica interna. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, 1979.

WARRICK, A.W. & NIELSEN, D.R. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D. ed. Application of soil physics. New York, Academic Press. 1980. 385p.

WATSON, K.K., REGINATO, R.J. & JACKSON, R.D. Soil water hysteresis in a field soil. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, 39:242-246. 1975.

WEBSTER, R. Quantitative and numerical methods in soil classification and survey. Clarendon Press. Oxford, 1977. 269p.

WILDING, L.P. & DREES, L.R. Spatial variability and pedology. In: Pedogenesis and soil Taxonomy. Amsterdam, Elsevier, 1983. p.83-113.

WILKINSON, G.E. & KLUTE, A. The temperature effect on the equilibrium energy status of water held by porous media. Soil Science Society Proceedings, Madison, 26:326-329. 1962.