



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE – 5282 – TDI / 452

ARMAZENAGEM DA ÁGUA NUM SOLO COM FLORESTA DE
TERRA FIRME E COM SERINGUEIRA IMPLANTADO.

Oswaldo Machado Rodrigues Cabral

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada pelo Dr Jesus Marden dos Santos,
aprovada em junho de 1991.

INPE
São José dos Campos
1991

556.142(811.3)

CABRAL, O.M.R.

Armazenagem da água num solo com floresta de terra firme e com seringal implantado. / O.M.R. Cabral. -- São José dos Campos: INPE, 1991. 122p. -- (INPE-5282-TDI/452)

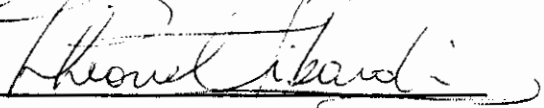
1. Floresta de terra firme. 2. seringal implantado. 3. Latossolo amarelo. 4. Potenciais da água. 5. Manaus. I. Título

Aprovada pela Banca Examinadora
em cumprimento a requisito exigido
para a obtenção do Título de Mestre
em Meteorologia

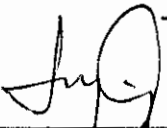
Dr. Jesus Marden dos Santos


Orientador, Presidente

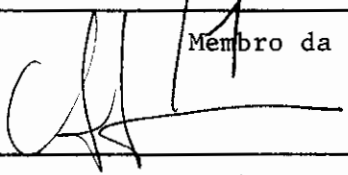
Dr. Paulo Leonel Libardi


Membro da Banca
-convidado-

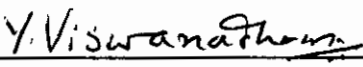
Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion


Membro da Banca

Dr. Clovis Angeli Sansigolo


Membro da Banca

Dr. Yelisetty Viswanadham


Membro da Banca

Candidato: Osvaldo Machado Rodrigues Cabral

São José dos Campos, 14 de junho de 1991

RESUMO

Foram realizadas medidas periódicas da umidade (sonda de neutrons), e potenciais mátricos (tensiômetros), num solo com seringal implantado e com floresta de Terra Firme, durante os anos de 1985 e 1986, em Manaus. No seringal, os níveis de umidade no solo foram elevados (>70% da capacidade de armazenamento), e durante 10 meses (novembro a agosto), observou-se a drenagem profunda do excesso de precipitação. Na estação seca de 1985 (setembro-outubro), a variação no armazenamento de água foi de $(-27,4 \pm 6,6)$ mm, na camada de (0-170)cm, e a absorção radicular mais intensa ocorreu entre (50-120)cm de solo, devido à compactação nas profundidades entre (20-40)cm. Na floresta, mesmo durante a estação das chuvas, (janeiro-abril), em resposta a pequenas estiagens, observou-se a absorção de água pela vegetação nas camadas superficiais, interrompendo temporariamente o processo de drenagem profunda. Durante o período seco de 1985, a variação no armazenamento foi de $(-57,0 \pm 7,0)$ mm, abrangendo todo o perfil de (0-170)cm; embora o conteúdo de umidade tenha sido superior à 60% da capacidade de armazenamento de água pelo solo. A taxa média de evapotranspiração diária da floresta estimada em 1985, foi de $(3,4 \pm 0,4)$ mm/dia; no seringal, a estimativa obtida foi de $(2,5 \pm 0,6)$ mm/dia, correspondendo a uma diferença de 27% com relação à floresta de Terra Firme.

WATER STORAGE IN THE SOIL OF A TERRA FIRME FOREST AND A
RUBBER TREE PLANTATION.

ABSTRACT

Routine measurements of soil water content (neutron probe) and matric potentials (tensiometers), were made in a soil with a rubber tree plantation and a "Terra Firme" forest, during 1985 and 1986, in Manaus. The soil moisture content in the rubber tree plantation was greater than 70% of the storage capacity, and during 10 months (November to August), the drainage process was detected. The largest water storage variation, associated with the dry season of 1985, was (-27.4 ± 6.6) mm, over the (0-170)cm layer, showing the main radicular activity in the depths ranging from 50 to 120cm, as a consequence of surface compaction. In the forest, even during the wet season (January to April), significant amounts of water were absorbed by the vegetation at the surface layer, related with short dry spells, which stop temporarily the drainage process. The highest quantity of water extracted by the root system was (-57.0 ± 7.0) mm, down to 170cm depth, and the soil moisture was maintained above 60% of the soil storage capacity. The average daily evapotranspiration in the forest, estimated in 1985 was (3.4 ± 0.4) mm/day; in the rubber tree plantation, the estimative was (2.5 ± 0.6) mm/day, or a difference of 27% in relation to the Terra Firme forest.

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho só foi possível através da colaboração de várias pessoas, às quais expresso os meus sinceros agradecimentos:

CPAA - Antonio Alves, João Socorro e Erci de Moraes;
ESALQ - Klaus Reichardt;
FUA - Leandro F. Aguiar;
IAE/CTA - Gilberto F. Fisch e Roberto Cordeiro;
IH - J. Roberts, J. Gash, C. Lloyd e J. Shuttleworth;
INPA - Ari, Cida, Magno, Mauro e Renato;
INPE - C. Sansígolo, J. Marden dos Santos, L.C.B.
Molion e Y. Viswanadhan;
UNB - Antonio e Heloisa Miranda;
USP - Artêmio Fattori e S.Sugahara.

Em especial, registro aqui a minha gratidão pelo apoio e incentivo à Lídia, e minha família em São Paulo e em Manaus.

SUMÁRIO

| | Pág. |
|---|-----------|
| LISTA DE FIGURAS..... | xiii |
| LISTA DE TABELAS..... | xv |
| LISTA DE SÍMBOLOS..... | xvii |
| | |
| <u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....</u> | <u>1</u> |
| | |
| <u>CAPÍTULO 2 - FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....</u> | <u>5</u> |
| 2.1 - Determinação do conteúdo de água no solo..... | 5 |
| 2.1.1 - Calibração da sonda de neutrons <i>in situ</i> | 6 |
| 2.1.2 - Armazenagem de água numa camada de solo e os erros envolvidos..... | 10 |
| 2.2 - Potencial de água no solo e a sua determinação..... | 11 |
| | |
| <u>CAPÍTULO 3 - MATERIAL E MÉTODOS.....</u> | <u>15</u> |
| 3.1 - Sítios experimentais..... | 15 |
| 3.1.1 - Plantação de seringueira..... | 15 |
| 3.1.2 - Floresta de Terra Firme..... | 16 |
| 3.1.3 - Análises das características físicas dos solos e do conteúdo de umidade..... | 18 |
| 3.2 - Calibração da sonda de neutrons..... | 24 |
| 3.2.1 - Curvas de calibração da sonda de neutrons..... | 25 |
| 3.2.2 - Magnitude dos erros associados à umidade..... | 31 |
| 3.2.3 - Magnitude dos erros associados à armazenagem de água na camada..... | 35 |
| | |
| <u>CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</u> | <u>37</u> |
| 4.1 - Propriedades físicas dos solos sob a floresta e seringal..... | 37 |
| 4.1.1 - Análise textural dos solos..... | 38 |
| 4.1.2 - Densidade real e global dos solos..... | 39 |
| 4.2 - Totais de precipitação observados em 1985 e 1986 na floresta e seringal..... | 40 |

| | |
|---|-----------|
| 4.3 - Variações sazonais da umidade no solo em função da profundidade, e das armazenagens..... | 51 |
| 4.3.1 - Umidade no solo do seringal em 1985 e 1986..... | 51 |
| 4.3.2 - Água armazenada no solo do seringal em 1985 e 1986..... | 56 |
| 4.3.3 - Umidade no solo da floresta em 1985 e 1986..... | 59 |
| 4.3.4 - Água armazenada no solo da floresta em 1985 e 1986..... | 63 |
| 4.4 - Os potenciais e a disponibilidade da água no solo..... | 67 |
| 4.4.1 - Potenciais totais e a disponibilidade da água no solo do seringal..... | 68 |
| 4.4.2 - Potenciais totais e a disponibilidade da no solo da floresta..... | 80 |
| <u>CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</u> | <u>93</u> |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 97 |

LISTA DE FIGURAS

Pág.

| | |
|---|----|
| 2.1 - Esquema da sonda de neutrons..... | 6 |
| 2.2 - Esquema do tensiômetro..... | 13 |
| 3.1 - Esquema da distribuição dos pontos de amostragem no seringal(CNPSD)..... | 16 |
| 3.2 - Esquema da distribuição dos pontos de amostragem na floresta(Ducke)..... | 17 |
| 3.3 - Curvas de calibração da sonda de neutrons para o solo do seringal: 10cm; 20-40cm ;50-90cm ;100-170cm..... | 27 |
| 3.4 - Curvas de calibração da sonda de neutrons para o solo da floresta: 10cm; 20-50cm ; 60-90cm ; 100-170cm..... | 28 |
| 3.5 - Valores de umidade em 1985 no seringal e floresta(curva média) e os erros associados ($\bar{\theta} \pm S$), para as profundidades de 10 e 170cm..... | 33 |
| 4.1 - Totais mensais de precipitação observados durante 1985 e 1986, e médias mensais do período de 1972-1986 no seringal(CNPSD) e na floresta(Ducke)..... | 42 |
| 4.2 - Totais diários de precipitação observados no seringal em 1985..... | 45 |
| 4.3 - Totais diários de precipitação observados no seringal em 1986..... | 46 |
| 4.4 - Totais diários de precipitação observados na floresta em 1985..... | 47 |
| 4.5 - Totais diários de precipitação observados na floresta em 1986..... | 48 |
| 4.6 - Valores de umidade em função da profundidade durante o ano de 1985, no seringal.. | 52 |
| 4.7 - Valores de umidade em função da profundidade durante o ano de 1986, no seringal.. | 53 |
| 4.8 - Armazenagem de água por camada de solo | |

| | |
|--|----|
| no seringal em 1985 e 1986..... | 57 |
| 4.9 - Valores de umidade em função da profundidade durante o ano de 1985, na floresta.. | 60 |
| 4.10 - Valores de umidade em função da profundidade durante o ano de 1986, na floresta.. | 61 |
| 4.11 - Armazenagem de água por camada de solo na floresta em 1985 e 1986..... | 64 |
| 4.12 - Potenciais totais da água no solo do seringal em 1985 e 1986, para as profundidades de: 10; 30; 50; 90; 130 e 170cm..... | 69 |
| 4.13 - Potenciais totais da água no solo do seringal em função da profundidade para alguns períodos de 1985..... | 76 |
| 4.14 - Potenciais totais da água no solo da floresta em 1985 e 1986, para as profundidades de: 10; 30; 50; 90; 130 e 170cm..... | 81 |
| 4.15 - Potenciais totais da água no solo da floresta em função da profundidade para alguns períodos de 1985..... | 88 |

LISTA DE TABELAS

Pág.

| | |
|--|----|
| 3.1 - Análise textural do Latossolo amarelo muito argiloso sob o seringal..... | 20 |
| 3.2 - Análise textural do Latossolo amarelo muito argiloso sob a floresta..... | 21 |
| 3.3 - Densidade real e desvio padrão nos solos do seringal e floresta..... | 22 |
| 3.4 - Densidade global e porosidade total nos solos do seringal e floresta..... | 23 |
| 3.5 - Teor de matéria orgânica nos solos do seringal e floresta..... | 24 |
| 3.6 - Curvas de calibração da sonda de neutrons utilizadas no solo do seringal..... | 29 |
| 3.7 - Curvas de calibração da sonda de neutrons utilizadas no solo da floresta..... | 30 |
| 3.8 - Estimativas da umidade média e do erro total no solo do seringal..... | 34 |
| 3.9 - Estimativas da umidade média e do erro total no solo da floresta..... | 35 |
| 3.10 - Armazenagens máximas e mínimas por camada de solo no seringal e floresta..... | 36 |
| 4.1 - Número de dias com chuva e precipitação diária acumulada por intervalo de classe..... | 50 |
| 4.2 - Valores máximos e mínimos das armazenagens e graus de saturação no seringal..... | 58 |
| 4.3 - Valores máximos e mínimos das armazenagens e graus de saturação na floresta..... | 65 |
| 4.4 - Coeficientes da Equação 4.1, em função da profundidade no seringal..... | 79 |
| 4.5 - Coeficientes da Equação 4.1, em função da profundidade na floresta..... | 90 |
| 4.6 - Percentual de umidade contido nos poros menores do que ϕ , em função do ψ_H | 91 |

| | |
|--|----|
| 5.1 - Capacidade de armazenagem e percentual de redução entre a floresta e seringal..... | 93 |
| 5.2 - Grau de saturação por camadas de solo na floresta e seringal..... | 94 |
| 5.3 - Variações das armazenagens por camadas no seringal e floresta..... | 95 |
| 5.4 - Precipitação anual, evaporação e escoamentos estimados para a floresta e seringal..... | 95 |

LISTA DE SÍMBOLOS

| | |
|------------------|--|
| θ : | umidade (cm^3/cm^3 ou % de volume); |
| f : | taxa de contagem relativa; |
| C_s : | Contagem no solo; |
| C_w : | Contagem na água; |
| α : | porosidade total; |
| $S^2()$: | variância amostral; |
| S : | estimativa do erro padrão; |
| d_p : | densidade real; |
| G : | grau de saturação; |
| d_g : | densidade global; |
| A_z : | Armazengem de água na camada (0-z); |
| $\Delta\theta$: | variação do conteúdo de umidade; |
| ΔA_z : | variação na armazenagem de água na camada (0-z); |
| ψ : | potencial total de água no solo ($\text{cm H}_2\text{O}$); |
| ψ_M : | potencial mátrico da água no solo; |
| dap: | diâmetro a altura do peito (cm); |
| PFN: | Plano de Fluxo Nulo; |
| ΣP : | precipitação acumulada; |
| ϕ : | diâmetro; |
| S_E^2 : | variância da estimativa do conteúdo de umidade; |
| E_T : | erro total; |
| ϵ : | tensão superficial na interface água-ar ($\approx 734 \text{ cm H}_2\text{O} * \mu\text{m}$); |
| S_H^2 : | variância decorrente do método de integração; |
| C.V.: | coeficiente de variação; |
| CC: | capacidade de campo; |

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Pela sua extensão e baixa densidade populacional, a Amazônia brasileira foi considerada como a solução aos problemas de demanda por novas áreas, com o objetivo de promover a ocupação da vasta região e a expansão da fronteira agrícola.

Duas formas principais de ocupação podem ser definidas (Fearnside, 1987): a agricultura baseada na força de trabalho familiar, e cuja área utilizada é da ordem de centenas de hectares, sendo mínimos os distúrbios causados às propriedades físicas dos solos durante o preparo da área que é realizado manualmente; e os projetos agroindustriais e de pecuária, que são responsáveis pela exploração de milhares de hectares, incrementando os índices de ocupação na região e alterando de forma sensível a estrutura do solo em função da utilização de maquinária pesada.

Devido às características climáticas (altas temperaturas e chuvas intensas), associadas à história geológica, grande parte dos solos é pobre, e a manutenção de uma vegetação exuberante, como a floresta de terra firme, deve-se à adaptação das espécies, através da concentração dos sistemas radiculares nas camadas de solo próximas à superfície e à diversidade, aliada à alta densidade de indivíduos, que mantêm um nível básico de nutrição, num sistema de baixa fertilidade (Jordan, 1985).

A questão nutricional pode ser avaliada em relação às pastagens, que se tornaram a atividade agrícola mais importante da Amazônia. Até a metade dos anos 80, estima-se que a área desmatada para essa finalidade

atingiu a cifra de 10 milhões de ha, dos quais somente 50% persistem exibindo uma cobertura homogênea de gramíneas; os 50% restantes se tornaram inviáveis, devido à degradação do solo e à invasão de espécies pioneiras (Salati et al., 1989).

Em face ao problema da baixa fertilidade dos solos, optou-se pelo incentivo às culturas perenes, como a seringueira (*Hevea* sp), e o cacau (*Theobroma cacao*), na tentativa de reprodução dos mecanismos encontrados na floresta natural, pois, através dos cultivos racionais a perda de nutrientes seria minimizada devido à reciclagem, e os solos encontrar-se-iam protegidos da erosão (Fearnside, 1985). Porém, apesar da origem amazônica, estas espécies são altamente suscetíveis a ataques epidêmicos quando em extensos monocultivos, o que não é observado em condições naturais.

Ao contrário do aspecto nutricional e fitopatológico, pouca atenção tem sido dada a estudos dos processos de armazenamento de água no solo e sua disponibilidade relativa à vegetação, já que os totais de precipitação são altos. A estação seca, que apresenta períodos mais prolongados sem chuvas, raramente ultrapassa 3 meses do ano. Por exemplo, na Reserva Ducke, distante 25km de Manaus o total pluviométrico anual é de (2472±300)mm e o período menos chuvoso ocorre durante os meses de julho a setembro, durante o qual são registrados totais médios mensais de (120±48)mm, (93±52)mm e (104±50)mm respectivamente, com base no período de 1966 a 1988.

Há evidências acumuladas de que o desmatamento provoca compactação das camadas superficiais do solo, principalmente quando realizado de forma mecanizada e, em particular, nos solos argilosos (Lal, 1986; Salati e Vose, 1984), cujas conseqüências podem se

manifestar através do impedimento à proliferação radicular; de maiores taxas de erosão e diminuição da disponibilidade de água no solo.

As plantações, estabelecidas através de práticas mecanizadas, quando não contam com a proteção de leguminosas, por exemplo, têm as propriedades físicas dos solos degradadas ao longo dos anos, reduzindo a eficiência das chuvas, que passam a contribuir mais para o escoamento superficial, ao invés da reposição das reservas de água. Como conseqüência, observa-se a alteração no balanço hidrológico regional, devido a mudanças nas taxas de absorção de água pelo solo, em função da densidade de plantas e dos percentuais de interceptação (Stewart, 1984; Calder, 1986).

A exemplo dos mecanismos que possibilitam às várias espécies a adaptação com sucesso do ponto de vista nutricional na floresta tropical, há a necessidade do conhecimento de como se processam as perdas e ganhos de água neste ecossistema, particularmente importantes na escala local, onde as modificações no uso do solo podem alterar o suprimento de água para a irrigação e geração de energia, e, numa escala global, através dos efeitos nas características climáticas (Calder *et al.*, 1986; Gleick, 1986).

Alterações climáticas vêm ocorrendo em escalas temporais distintas e de forma simultânea; tanto na escala geológica de milhares de anos, como na escala antropogênica, de séculos a dezenas de anos (Salati, 1987). Mas, como distinguir tais processos, se somente dispõem-se de informações posteriores às modificações provocadas pelo homem? Seria necessário o conhecimento dos mecanismos, que mantêm os ciclos bióticos e abióticos em equilíbrio no ecossistema natural, sem a componente antropogênica, para

então avaliar-se os prováveis efeitos decorrentes.

Através do balanço hídrico de uma área vegetada, durante um período de controle, e após a remoção parcial ou total da vegetação, torna-se possível a quantificação dos efeitos das alterações nos termos do balanço, apesar das limitações impostas pelas flutuações interanuais da precipitação (Bosch e Hewlett, 1982). A hipótese de alteração pode também ser abordada, considerando-se as componentes do balanço hidrológico no ecossistema natural e alterado, num mesmo intervalo de tempo, desde que as condições edafoclimáticas sejam similares. Com este objetivo, o armazenamento e a disponibilidade da água foram observados durante dois anos consecutivos, no solo da floresta de Terra Firme, e numa plantação de seringueiras, avaliando-se as conseqüências das mudanças ocorridas no ecossistema natural, quanto à utilização de água pela vegetação.

CAPÍTULO 2

FUNDAMENTOS TEÓRICOS

O crescimento e o desenvolvimento vegetal são afetados diretamente pela quantidade de água no solo e a condição físicoquímica ou estado energético em que esta se encontra (Hillel, 1982). Várias propriedades mecânicas do solo são função da umidade, que também controla o teor de ar e as trocas gasosas no seu interior.

O estado energético ou potencial, e em particular o potencial mátrico, representa a tenacidade com que a água se encontra aderida ao solo. A umidade e o potencial mátrico do solo variam substancialmente no espaço e no tempo, em consequência do umedecimento provocado pelas chuvas e irrigação, e do secamento devido à evaporação ou extração radicular e drenagem.

2.1 - A DETERMINAÇÃO DO CONTEÚDO DE ÁGUA NO SOLO

Dentre os métodos disponíveis para a determinação do conteúdo de água no solo, a moderação de neutrons tem sido muito utilizada, desde o seu desenvolvimento durante os anos 50, pois permite a observação periódica no mesmo ponto de forma não destrutiva (Hillel, 1982).

Segundo Bell(1976), a moderação de neutrons tem, como princípio, o espalhamento destas partículas pelos constituintes do solo. Através de uma sonda, por exemplo contendo uma mistura de Amerício-Berílio (meia vida do Amerício é 450 anos), os neutrons são emitidos radialmente, e ao colidirem com os elementos do solo, perdem energia, até a formação de uma nuvem de neutrons lentos ao redor da sonda sendo, então, capturados por um detector como o gás

Trifluoreto de Boro (BF_3), conforme o esquema na Figura 2.1. Dos constituintes normalmente encontrados no solo, o moderador mais efetivo é o hidrogênio da molécula de água e da matéria orgânica, embora outros constituintes também contribuam de forma menor, e em conjunto, determinam as características de calibração para cada solo.

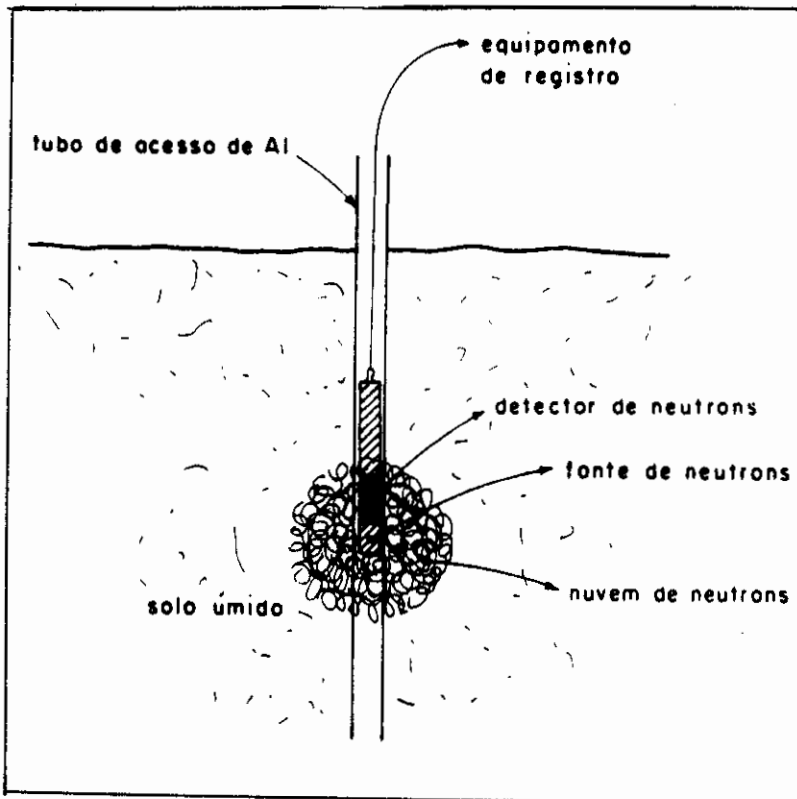


Fig. 2.1 - Esquema da sonda de nêutrons.

FONTE: Reichardt (1985), p. 157.

2.1.1 - A CALIBRAÇÃO DA SONDA DE NEUTRONS *in situ*

A calibração da sonda de nêutrons em condições de campo é obtida através da medição simultânea do conteúdo volumétrico de água (θ), por meio de amostras de solo de volumes conhecidos, e da taxa de contagem (C_s), registrada, pela sonda, a cada profundidade do solo. Como a curva de calibração abrange todo o intervalo de

umidades observadas ao longo do ano, as amostras devem representar as condições de maior e menor teores de água, assegurando a sua utilização em períodos distintos. Visando evitar uma possível alteração na sensibilidade ou a introdução de tendências, devido ao envelhecimento dos componentes eletrônicos, é comum a utilização da taxa de contagem relativa (f), definida por :

$$f = C_s / C_w \quad (2.1)$$

onde C_w é a taxa de contagem obtida em água.

À partir dos pares de dados $(\bar{\theta}_1, \bar{f}_1)$, que representam valores médios de θ e f , obtidos sob distintas condições de umidade e numa mesma profundidade ou horizonte do solo, e em função das características geométricas do sistema sonda-detector, que implicam numa calibração linear (Bell, 1976), é possível o ajuste segundo o método dos quadrados mínimos, da seguinte curva :

$$\theta = a + b * f , \quad (2.2)$$

onde a e b são os coeficientes linear e angular respectivamente, da relação linear.

Se se deseja obter um valor médio de umidade ($\bar{\theta}$), através da Equação (2.2), deve-se utilizar o respectivo valor médio \bar{f} , relativo à n pontos, distribuídos espacialmente à mesma profundidade.

Além do valor $\bar{\theta}$, necessita-se da estimativa da variância associada que supondo-se a independência entre a e \bar{f} (Sinclair e Williams, 1979), é dada por:

$$S^2(\bar{\theta}) = S^2(a) + b^2 * S^2(\bar{f}) + (\bar{f})^2 * S^2(b) + 2 * \bar{f} * S(a,b) - S^2(\bar{f}) S^2(b), \quad (2.3)$$

onde $S^2(a)$ é a estimativa da variância de a , por exemplo, e $S(a,b)$ é a covariância entre a e b .

Os parâmetros a , b , $S^2(a)$, $S^2(b)$ e $S(a,b)$, são obtidos através do ajuste linear, supondo-se que as variáveis $\bar{\theta}$ e \bar{f} não apresentem erros, pois do contrário, de acordo com Hoffman e Vieira (1987), as estimativas decorrentes do método dos quadrados mínimos seriam tendenciosas.

Na prática, só é possível a determinação das estimativas de θ e f , ou seja:

$$\hat{\theta} = \theta + u \quad (2.4a)$$

$$\hat{f} = f + v \quad (2.4b)$$

onde $\hat{\theta}$ e \hat{f} são as estimativas dos valores reais θ e f ; u e v são variáveis aleatórias que incluem os erros de medição e ou heterogeneidade espacial.

Assumindo-se que os erros u e v sejam independentes dos valores reais θ e f , as estimativas das variâncias amostrais são obtidas, a partir das Equações (2.4a,b), por:

$$S^2(\hat{\theta}) = \sigma^2(\theta) + S^2(u) \quad (2.4c)$$

$$S^2(\hat{f}) = \sigma^2(f) + S^2(v) \quad (2.4d)$$

, em que $\sigma^2()$ representam as variâncias populacionais, sendo calculadas através das equações (2.4c,d), ou seja:

$$\sigma^2(\theta) = S^2(\hat{\theta}) - S^2(u) \quad (2.4e)$$

$$\sigma^2(f) = S^2(\hat{f}) - S^2(v) \quad (2.4f)$$

À partir das repetições de θ em distintos pontos, é possível a estimativa de $S^2(\hat{\theta})$ e $S^2(u)$, conforme Greacen et al. (1981), através da análise de variância (Snedecor e Cochran, 1971), pois $S^2(\hat{\theta})$ é a variância entre as médias amostrais, e $S^2(u)$ representa a variância amostral das médias. Com relação à Equação (2.4f), a estimativa de $S^2(\hat{f})$ provém do cálculo da média amostral \bar{f} , e $S^2(v)$ é calculada, segundo Haverkamp et al. (1984), supondo-se que C_s e C_w sejam independentes e que a emissão de neutrons siga a distribuição de Poisson (Sinclair e Williams, 1979), através de:

$$S^2(v) \approx \left[\frac{\bar{C}_s}{T_s} + (\bar{f})^2 \frac{\bar{C}_w}{N_w T_w} \right] / (n \cdot \bar{C}_w^2), \quad (2.5)$$

onde:

T_s é o tempo utilizado na medida de C_s (16 s),
 T_w é o tempo utilizado na medida de C_w (64 s),
 N_w é o número de repetições da medida C_w ,
e n é o número de pontos utilizados na determinação de \bar{f} .

A Equação (2.5) representa o erro instrumental, tratando-se, portanto, de uma subestimativa da componente $S^2(v)$, cuja determinação implicaria na obtenção de repetições de \bar{f} , para um mesmo valor de $\bar{\theta}$, em pontos distintos, sendo extremamente difícil de ser obtida em condições de campo (Greacen et al., 1981).

Substituindo-se as estimativas de $S^2(\hat{\theta})$, $S^2(\hat{f})$, $S^2(u)$ e $S^2(v)$ nas Equações (2.4e,f), obtêm-se parâmetros não-tendenciosos dos coeficientes da Equação

(2.2), e da variância total de acordo com a Equação (2.3), ou o conteúdo médio de umidade e o erro associado à estimativa, para a profundidade definida.

2.1.2 - A ARMAZENAGEM DE ÁGUA NUMA CAMADA DE SOLO E OS ERROS ASSOCIADOS

A armazenagem de água (A_z), entre a superfície ($z=0$) e uma dada profundidade z do solo, é calculado através de :

$$A_z = \int_0^z \theta_z dz \quad (2.6)$$

Como normalmente a expressão analítica da umidade em função da profundidade (θ_z) é desconhecida, o cálculo do armazenagem só é possível de forma discreta.

A variância total associada, segundo Haverkamp et al. (1984), é definida por :

$$S^2(A_z) = S^2_E + S^2_M \quad (2.7)$$

onde, S^2_E representa a variância decorrente da estimativa de $\bar{\theta}$ e S^2_M a componente associada ao método de integração.

O método clássico da regra do trapézio para múltiplos segmentos (Chapra e Canale, 1985), foi utilizado da seguinte forma :

$$A_z \approx z \left(1.5 \bar{\theta}_{10} + \sum_{i=20}^{z-10} \bar{\theta}_i + 0.5 \bar{\theta}_z \right) / n \quad , \quad (2.8)$$

onde z é a profundidade da camada em cm, $\bar{\theta}_i$ representam as estimativas obtidas através da Equação (2.2), e n é o número de segmentos em que a camada foi subdividida.

o movimento da água no solo, que sempre ocorre na direção dos potenciais menores.

Como a água no solo se encontra submetida à uma série de campos de força, o potencial total da água no solo (ψ), pode ser definido como a soma individual destas componentes, da seguinte forma:

$$\psi = \psi_g + \psi_m + \psi_T + \dots \quad (2.11)$$

onde ψ_g , ψ_m , e ψ_T são os potenciais gravitacional, mátrico e térmico respectivamente, sendo possível ainda a inclusão de outros termos na Equação 2.11.

O termo ψ_g , que se deve ao campo gravitacional terrestre, pode ser expresso, tomando-se como referencial a superfície do solo ($z=0$), como:

$$\psi_g = -z, \quad (2.11a)$$

onde z é a profundidade (cm), e a unidade é definida como a carga hidráulica [$\text{cm H}_2\text{O}$].

A componente ψ_m indica a ação das tensões capilares provocadas pelos meniscos curvos dos poros da matriz do solo, além de forças de adsorção e elétricas. Este termo é obtido empiricamente no campo, através de tensiômetros de cápsula de cerâmica, conforme o esquema na Figura 2.2. Como o solo não se encontra saturado, a água da cápsula será extraída devido às tensões, elevando a coluna de mercúrio (h), até que o equilíbrio seja atingido, quando cessa a passagem de água; à partir da altura h (mm), e dos outros parâmetros (em cm) definidos na Figura 2.2, o potencial em $\text{cm H}_2\text{O}$ é calculado por meio da relação a seguir:

A variância S_E^2 é calculada supondo-se que os valores de $\bar{\theta}_i$ no perfil sejam independentes entre si, como:

$$S_E^2 \approx \left(\frac{z}{n}\right)^2 \left[(1.5)^2 S^2(\bar{\theta}_{10}) + \sum_{i=20}^{z-10} S^2(\bar{\theta}_i) + (0,5)^2 S^2(\bar{\theta}_z) \right] \quad (2.9)$$

onde $S^2(\bar{\theta}_i)$ foram calculados através da Equação (2.3).

A variância decorrente do método de integração é representada por:

$$S_M^2 \approx \frac{z^6}{144 n^4} \max \left| \frac{\partial^2 \bar{\theta}_i}{\partial z^2} \right| \quad (2.10)$$

, que indica a maximização da variância, pois toma-se o máximo dos valores absolutos das derivadas de ordem 2, ao invés da soma das mesmas, que foram calculadas através de um esquema de diferenças finitas avançado, de acordo com a seguinte expressão:

$$\frac{\partial^2 \bar{\theta}_i}{\partial z^2} \approx \frac{\bar{\theta}_{i+20} - 2\bar{\theta}_{i+10} + \bar{\theta}_i}{(z/n)^2} \quad (2.10a)$$

, onde i representa a profundidade da camada em cm.

2.2 - O POTENCIAL DE ÁGUA NO SOLO E A SUA DETERMINAÇÃO

Como o movimento da água no solo é bastante lento, a energia cinética associada é praticamente desprezível, pois é função do quadrado da velocidade. Por outro lado, a energia potencial, que depende da posição e da condição interna, é fundamental, e determina o estado e

$$\psi_m = -1,256 h + h_1 + h_2 \quad (2.11b)$$

O termo ψ_T é desprezado, pois, consideram-se os processos aproximadamente isotérmicos, já que o fluxo de calor no solo da floresta e do seringal é praticamente nulo (Shuttleworth et al., 1984; Cabral, 1988).

Sob estas hipóteses, o potencial total da água no solo é calculado através da Equação (2.11), substituindo-se as Equações (2.11a) com $z=h_2$, e (2.11b), resultando em :

$$\psi = -1,256 h + h_1 \quad (2.12)$$

onde, h e h_1 são definidos no esquema da Figura 2.2 .

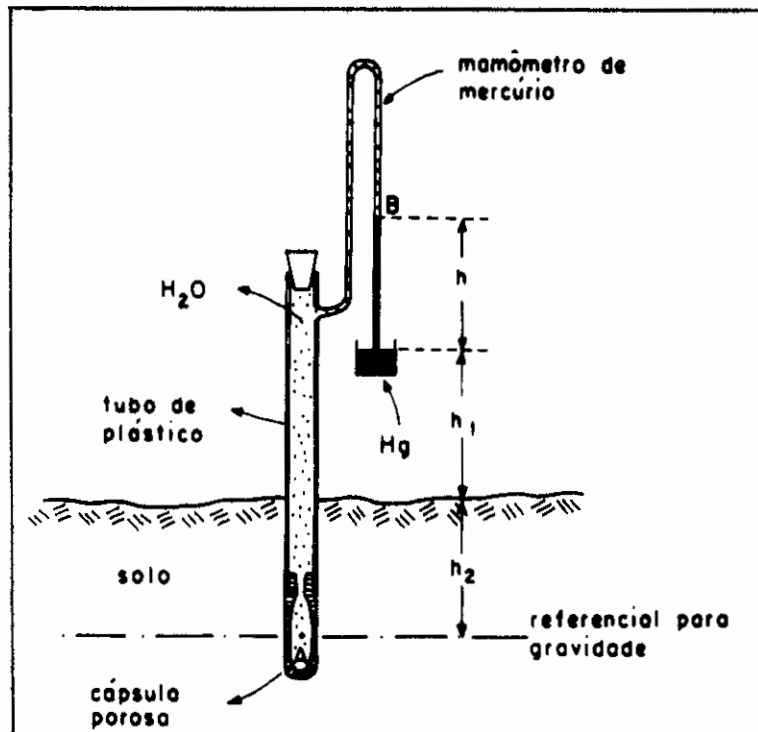


Fig. 2.2 - Esquema do tensiômetro.

FONTE: Reichardt (1985), p. 145.

CAPÍTULO 3MATERIAL E MÉTODOS3.1 - SÍTIOS EXPERIMENTAIS3.1.1 - PLANTAÇÃO DE SERINGUEIRA

A plantação de seringueiras faz parte do campo experimental do Centro de Pesquisa Agroflorestal da Amazônia (2°51'S; 59° 52'W), ex-CNPSD, localizado a 30km da cidade de Manaus, próximo a áreas não-alteradas de floresta de terra firme. Trata-se de 1 ha do clone FX3899 (*Hevea Benthamiana x Hevea brasiliensis*), inserido num experimento de 10 ha, contendo blocos monoclonais, com 10 anos de implantação e altura das plantas entre 6 e 8 m. As seringueiras estão dispostas a 7m entre linhas, e a 3 m entre plantas; o solo (Latosolo amarelo muito argiloso), encontra-se parcialmente coberto pela leguminosa kudzu tropical (*Pueraria phaseoloides* Benth.), que apresenta uma altura média de 50 cm.

A distribuição espacial das plantas (Figura 3.1), e o fato da maioria dos plantios não apresentarem o solo protegido (Leite e Medina, 1984), determinaram o esquema de amostragem; foram instalados 9 tubos de acesso de alumínio($\phi = 44,5$ mm), e as medidas de umidade coletadas na camada de (10-170)cm de solo, à cada 10cm. Os potenciais ψ_M foram obtidos através de três conjuntos de tensiômetros, contendo 12 elementos cada um, instalados à intervalos de 10cm nos primeiros 50 cm de solo; e à 20 cm no restante do perfil, até 170 cm. Tanto os dados de umidade, como os de ψ , foram registrados duas vezes por semana,

sendo as bolhas de ar dos tensiômetros retiradas sempre no dia precedente ao da leitura.

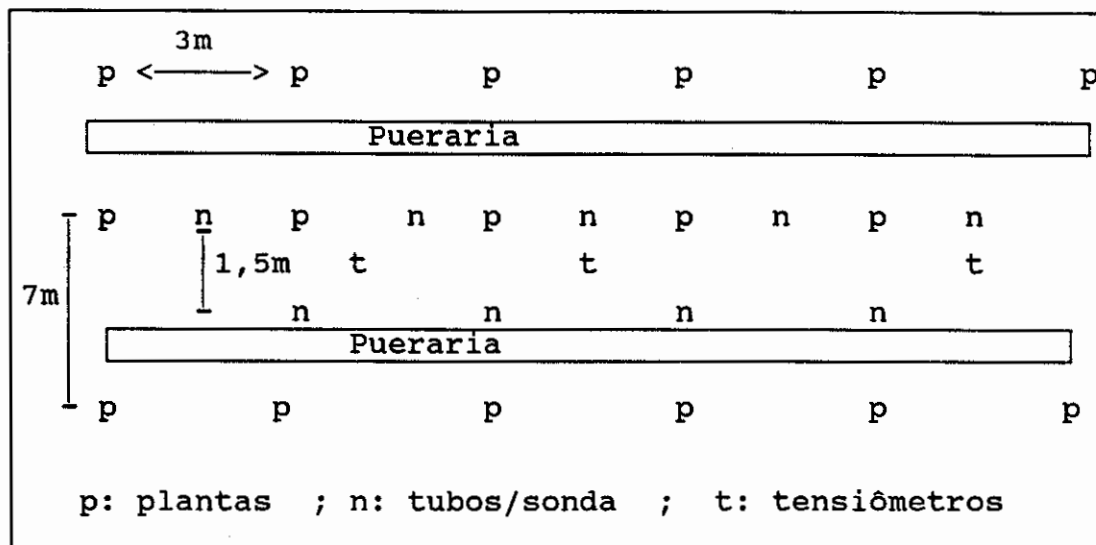


Fig. 3.1 - Esquema da distribuição espacial dos pontos observados no seringal.

As informações relativas à precipitação foram obtidas através de pluviógrafos de registro semanal (IH) e pluviômetros com funis de plástico, numa clareira contígua à plantação.

3.1.2 - FLORESTA DE TERRA FIRME

A área utilizada para representar a vegetação nativa, característica da Floresta de Terra Firme (Murça Pires, 1985), encontra-se na Reserva Florestal Ducke (2° 57'S; 59° 57'W), do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, distante 25 km da cidade de Manaus.

Trata-se de uma reserva de 10.000 ha, de topografia levemente ondulada, apresentando declives de algumas dezenas de metros, suavizados pela vegetação, que possui uma altura média de (30 ± 5) m, além de árvores

emergentes, que podem atingir alturas de até 40 m (Forti, 1990).

As observações foram efetuadas num platô, em solo classificado como Latossolo amarelo muito argiloso. O inventário florestal indica, que árvores com alturas superiores à 25 m apresentam uma densidade de 138 indivíduos/ha, e diâmetros a altura do peito (dap), maiores que 15 cm ; já para árvores com menos de 25 m de altura, a densidade é de 400 indivíduos/ha, e dap inferior à 15 cm (Fisch, 1987).

Devido à heterogeneidade espacial da vegetação, oito tubos de acesso foram instalados à cada 1m, em linha (Figura 3.2). Nestes pontos, as medidas de umidade foram realizadas a cada 10cm, na camada de (10-170)cm de solo; dois conjuntos de 12 tensiômetros foram utilizados, a cada 10cm nos primeiros 50cm de solo, e a cada 20cm no restante da camada, que se estende até 170cm. As leituras foram realizadas semanalmente, quando então as bolhas de ar eram removidas, para a observação da semana seguinte.

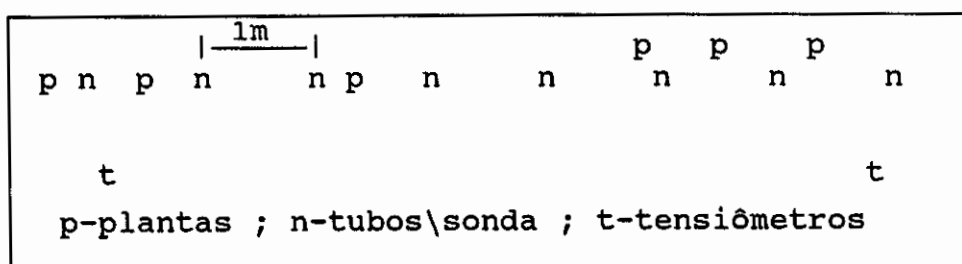


Fig. 3.2- Esquema da distribuição espacial dos pontos observados na floresta.

Os dados de precipitação, foram coletados numa estação meteorológica automática, instalada no topo de uma torre, acima da vegetação, conforme Shuttleworth et

al. (1984), distante cerca de 30m do local de amostragem; e na estação climatológica, instalada em 1965, e localizada a 2 km do sítio experimental, aproximadamente.

3.1.3 - CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DOS SOLOS DO SERINGAL E DA FLORESTA

Ao final do período de medições, em ambos os locais (CNPSD e DUCKE), quatro amostras não deformadas de solo foram coletadas em cada ponto e a cada 10cm de profundidade; através de anéis volumétricos de aço (100cm³), em trincheiras abertas ao lado dos tubos de acesso, conforme descrito em Greacen et al. (1981). Concomitantemente medidas eram obtidas com a sonda de neutrons (10 repetições de 64s), tipo Wallingford (MK II), fabricada pela Didcot Instruments (U.K.), e que apresenta uma contagem média em água de $C_w = 850$ contagens/s.

Como a calibração da sonda deve abranger o intervalo de umidades usualmente observadas, as amostras mais secas foram obtidas em pontos isolados artificialmente por plástico e trincheiras laterais, em áreas contíguas às utilizadas rotineiramente, e apresentando as mesmas características físicas e de vegetação.

O conteúdo volumétrico de água (θ), foi determinado através da secagem em estufa ventilada por 24 horas à 105°C, supondo-se que a densidade da solução evaporada seja a mesma da água (1g/cm³), ou seja :

$$\theta = (P_u - P_s) / V_t , \quad (3.1)$$

onde P_u e P_s são os pesos das amostras com e sem umidade respectivamente, e V_t é o volume total da amostra em cm³.

A densidade global (dg) foi obtida através da

seguinte relação :

$$d_g = m_s / V_t \quad (3.2)$$

onde m_s é a massa da amostra seca.

Das amostras utilizadas na calibração, uma das repetições foi separada, sendo analisados os seguintes parâmetros:

a) densidade real ou das partículas, através de balões volumétricos(100 ml) e xilol, que evita a dissolução de sais a absorção pelas partículas, segundo Dewis e Freitas (1970);

b) análise granulométrica, por meio do método da pipeta , obtendo-se os percentuais de partículas em função do diâmetro: argila($\phi < 0,002\text{mm}$); silte ($0,002 < \phi < 0,02\text{mm}$); areias finas ($0,02 < \phi < 0,2\text{mm}$) e grossas ($0,2 < \phi < 2,0\text{mm}$), de acordo com Day (1965) e SNCLS (1979).

c) porosidade total(α), definida segundo Reichardt (1985), como :

$$\alpha = [1 - (d_g / d_p)] * 100 , \quad (3.3)$$

em % de volume.

d) grau de saturação(G), calculado através de:

$$G = (\theta / \alpha) * 100 , \quad (3.4)$$

em % de volume;

e) teor de matéria orgânica, conforme SNCLS (1979).

Nas Tabelas 3.1-3.5, são apresentadas as características texturais e os valores de densidade real, densidade global, porosidade total e matéria orgânica, determinados nos dois locais, de acordo com a metodologia descrita anteriormente.

TABELA 3.1 - ANÁLISE TEXTURAL DO LATOSSOLO AMARELO MUITO ARGILOSO SOB A PLANTACÃO DE SERINGUEIRA COM 10 ANOS DE IDADE; S INDICA O DESVIO PADRÃO

| Prof. cm | Argila S | | Silte S | | Areias % | | | |
|-------------|----------|-----|---------|-----|----------|-----|--------|-----|
| | % | | % | | grossa S | | fina S | |
| 10 | 64 | 2,5 | 8 | 2,6 | 22 | 2,0 | 6 | 0,8 |
| 20 | 66 | 2,1 | 9 | 2,5 | 19 | 3,3 | 6 | 0,8 |
| 30 | 72 | 1,5 | 7 | 1,4 | 16 | 1,7 | 5 | 0,4 |
| 40 | 74 | 2,6 | 8 | 3,8 | 14 | 1,7 | 4 | 0,8 |
| 50 | 77 | 1,7 | 6 | 1,9 | 13 | 0,8 | 4 | 0,4 |
| 60 | 80 | 1,0 | 5 | 1,0 | 11 | 1,0 | 4 | 0,0 |
| 70 | 80 | 1,8 | 6 | 1,5 | 10 | 1,0 | 4 | 0,8 |
| 80 | 80 | 1,0 | 5 | 1,8 | 11 | 1,2 | 4 | 0,4 |
| 90 | 80 | 1,8 | 5 | 1,4 | 11 | 0,8 | 4 | 0,0 |
| 100 | 80 | 2,0 | 5 | 1,5 | 11 | 0,8 | 4 | 0,5 |
| 110 | 82 | 1,0 | 4 | 1,4 | 10 | 0,7 | 4 | 0,7 |
| 120 | 82 | 1,0 | 5 | 0,5 | 9 | 1,0 | 4 | 0,5 |
| 130 | 82 | 1,6 | 5 | 1,7 | 9 | 0,5 | 4 | 0,6 |
| 140 | 84 | 1,2 | 5 | 1,0 | 8 | 0,6 | 3 | 0,0 |
| 150 | 82 | 1,7 | 6 | 1,3 | 9 | 0,5 | 3 | 0,5 |
| 160 | 82 | 1,3 | 7 | 1,0 | 8 | 0,5 | 3 | 0,0 |
| 170 | 81 | 1,3 | 8 | 1,1 | 8 | 0,0 | 3 | 0,0 |

TABELA 3.2 - ANÁLISE TEXTURAL DO LATOSSOLO AMARELO MUITO ARGILOSO SOB A FLORESTA DE TERRA FIRME (DUCKE); S INDICA O DESVIO PADRÃO

| Prof. cm | Argila S | | Silte S | | Areias % | | | |
|-------------|----------|-----|---------|-----|----------|-----|--------|-----|
| | % | | % | | grossa S | | fina S | |
| 10 | 78 | 2,0 | 12 | 2,1 | 8 | 1,7 | 2 | 0,5 |
| 20 | 79 | 1,6 | 12 | 1,9 | 7 | 1,0 | 2 | 0,0 |
| 30 | 84 | 4,7 | 9 | 4,3 | 5 | 0,8 | 2 | 0,0 |
| 40 | 86 | 1,9 | 8 | 1,4 | 4 | 1,5 | 2 | 0,8 |
| 50 | 87 | 2,2 | 7 | 1,3 | 4 | 1,3 | 2 | 0,6 |
| 60 | 88 | 3,3 | 7 | 2,9 | 4 | 0,5 | 1 | 0,5 |
| 70 | 86 | 3,6 | 8 | 3,9 | 4 | 0,5 | 2 | 0,6 |
| 80 | 86 | 3,3 | 8 | 3,5 | 4 | 0,8 | 2 | 0,6 |
| 90 | 87 | 3,9 | 8 | 3,9 | 4 | 0,8 | 1 | 0,5 |
| 100 | 89 | 2,4 | 6 | 2,6 | 4 | 0,0 | 2 | 0,6 |
| 110 | 87 | 1,9 | 8 | 1,8 | 4 | 1,0 | 2 | 0,6 |
| 120 | 86 | 3,8 | 9 | 2,9 | 4 | 0,8 | 2 | 0,6 |
| 130 | 86 | 2,5 | 8 | 3,3 | 4 | 0,6 | 1 | 0,6 |
| 140 | 86 | 4,3 | 9 | 4,2 | 4 | 0,0 | 2 | 0,5 |
| 150 | 84 | 2,1 | 10 | 1,3 | 4 | 0,6 | 2 | 0,6 |
| 160 | 86 | 3,3 | 8 | 3,6 | 4 | 0,6 | 2 | 0,6 |
| 170 | 86 | 2,9 | 8 | 2,7 | 4 | 0,6 | 2 | 0,5 |

TABELA 3.3 - DENSIDADE REAL (dp) E DESVIO PADRÃO S, EM g/cm³

| Prof. [cm] | Seringal | | Floresta | |
|---------------|----------|-------|----------|-------|
| | dp | S | dp | S |
| 10 | 2,48 | 0,035 | 2,45 | 0,042 |
| 20 | 2,51 | 0,032 | 2,47 | 0,028 |
| 30 | 2,51 | 0,023 | 2,48 | 0,020 |
| 40 | 2,52 | 0,018 | 2,49 | 0,025 |
| 50 | 2,52 | 0,021 | 2,50 | 0,026 |
| 60 | 2,52 | 0,017 | 2,49 | 0,027 |
| 70 | 2,53 | 0,022 | 2,50 | 0,026 |
| 80 | 2,52 | 0,029 | 2,50 | 0,033 |
| 90 | 2,52 | 0,018 | 2,48 | 0,051 |
| 100 | 2,53 | 0,024 | 2,51 | 0,033 |
| 110 | 2,54 | 0,013 | 2,51 | 0,033 |
| 120 | 2,53 | 0,027 | 2,51 | 0,035 |
| 130 | 2,54 | 0,021 | 2,46 | 0,098 |
| 140 | 2,54 | 0,010 | 2,50 | 0,027 |
| 150 | 2,53 | 0,022 | 2,51 | 0,045 |
| 160 | 2,54 | 0,008 | 2,52 | 0,037 |
| 170 | 2,53 | 0,019 | 2,51 | 0,034 |

TABELA 3.4 - DENSIDADE GLOBAL (dg) EM g/cm³, E POROSIDADE TOTAL (α) EM %; S REPRESENTA O DESVIO PADRÃO

| Prof. (cm) | SERINGAL | | | | FLORESTA | | | |
|---------------|----------|-------|----------|-----|----------|-------|----------|-----|
| | dg | S | α | S | dg | S | α | S |
| 10 | 1,23 | 0,041 | 50 | 1,1 | 0,85 | 0,035 | 65 | 1,6 |
| 20 | 1,27 | 0,023 | 50 | 1,9 | 0,98 | 0,057 | 60 | 2,4 |
| 30 | 1,26 | 0,046 | 50 | 1,9 | 1,04 | 0,061 | 58 | 2,5 |
| 40 | 1,22 | 0,047 | 52 | 1,6 | 1,08 | 0,043 | 57 | 1,8 |
| 50 | 1,19 | 0,038 | 53 | 1,2 | 1,10 | 0,024 | 56 | 1,1 |
| 60 | 1,19 | 0,028 | 53 | 1,3 | 1,09 | 0,030 | 56 | 1,3 |
| 70 | 1,17 | 0,032 | 54 | 1,4 | 1,06 | 0,045 | 58 | 1,9 |
| 80 | 1,17 | 0,032 | 53 | 1,7 | 1,07 | 0,038 | 57 | 1,6 |
| 90 | 1,17 | 0,042 | 54 | 2,8 | 1,08 | 0,025 | 57 | 1,4 |
| 100 | 1,14 | 0,069 | 55 | 0,8 | 1,09 | 0,034 | 57 | 1,5 |
| 110 | 1,15 | 0,019 | 55 | 0,8 | 1,07 | 0,057 | 57 | 2,3 |
| 120 | 1,16 | 0,017 | 54 | 1,0 | 1,06 | 0,045 | 58 | 1,9 |
| 130 | 1,14 | 0,023 | 55 | 0,7 | 1,06 | 0,041 | 57 | 2,4 |
| 140 | 1,13 | 0,017 | 56 | 1,4 | 1,06 | 0,056 | 58 | 2,3 |
| 150 | 1,16 | 0,035 | 54 | 0,6 | 1,04 | 0,047 | 59 | 2,0 |
| 160 | 1,17 | 0,014 | 54 | 0,8 | 1,04 | 0,044 | 59 | 1,9 |
| 170 | 1,20 | 0,019 | 52 | 0,7 | 1,05 | 0,037 | 58 | 1,6 |

TABELA 3.5 - TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA (%)

| Prof. (cm) | Seringal | Floresta |
|------------|----------|----------|
| 10 | 2,0 | 4,1 |
| 20 | 1,3 | 2,9 |
| 30 | 0,9 | 2,4 |
| 40 | 0,7 | 2,1 |
| 50 | 1,0 | 0,5 |
| 60 | 0,5 | 1,3 |
| 70 | 0,4 | 0,7 |
| 80 | 0,8 | 0,8 |
| 90 | 0,8 | 1,0 |
| 100 | 0,8 | 0,6 |
| 110 | 0,6 | 0,3 |
| 120 | 0,8 | 0,4 |
| 130 | 0,5 | 0,3 |
| 140 | 0,2 | 0,4 |
| 150 | 0,0 | 0,3 |
| 160 | 0,1 | 0,1 |
| 170 | 0,1 | 0,3 |

3.2 - A CALIBRAÇÃO DA SONDA DE NEUTRONS

As taxas de contagem da sonda no solo em grande parte dependem da umidade θ , mas também são afetadas por outras propriedades, como a densidade global, o hidrogênio constitucional dos agregados e da matéria orgânica, além dos elementos químicos do solo, notadamente o boro, manganês, ferro e cloro (Greacen et al., 1981).

O aumento da densidade global numa determinada profundidade, pode provocar o acréscimo do hidrogênio constitucional e de outros elementos, através do

aumento do número de átomos por volume de solo, alterando as taxas de contagem sem a respectiva variação em θ (Greacen e Schrale, 1976; Greacen e Hignett, 1979).

De acordo com Greacen et al. (1981), dados utilizados na calibração da sonda de neutrons nunca devem ser agrupados, se foram obtidos em horizontes distintos, na tentativa de se estender o intervalo de variação de θ . Quando há a necessidade do agrupamento, o mesmo intervalo de θ , além das mesmas características estruturais, deve ser observado pois do contrário erros grosseiros serão cometidos.

3.2.1 - AS CURVAS DE CALIBRAÇÃO DA SONDA DE NEUTRONS

Com base nos valores de $\bar{\theta}$ e \bar{f} , obtidos no seringal e na floresta de terra firme, curvas de calibração foram ajustadas para as profundidades de 10cm à 170cm, à cada 10cm, resultando num conjunto de 17 curvas para cada local. Dois grupos de regressões foram determinados com base nos coeficientes de correlação (r): curvas cujo $r \leq 0,5$, ou mal-definidas, devido à maior variabilidade espacial que induzia a grandes variações em f para valores próximos de θ ; e curvas mais bem ajustadas, apresentando $r \geq 0,7$, mas com uma dispersão de pontos ainda grande.

Para o grupo de curvas mal-definidas, procedeu-se a exclusão de pontos considerados aberrantes, a partir das observações de campo, obtidas durante a amostragem, que indicavam ou não irregularidades no solo (tubos mal instalados, raízes mortas e buracos). Após a seleção, novas curvas foram ajustadas aos pontos restantes e comparações, através da análise de covariância (Snedecor e Cochran, 1971), foram efetuadas.

Quando a análise de covariância indicava que

as diferenças entre os coeficientes angulares e lineares não eram significativas, os pontos eram agrupados, uma nova seleção realizada e o ajuste final obtido, desde que as características estruturais e porosidade total fossem similares.

Através deste procedimento, 4 curvas de calibração foram definidas para cada local conforme as Figuras 3.3 e 3.4, cujos parâmetros obtidos se encontram nas Tabelas 3.6 e 3.7 . Apesar da possibilidade de agrupamento de algumas curvas, reduzindo o número de calibrações por não diferirem estatisticamente, isto não foi feito, por duas razões. No caso de 10cm de profundidade, devido à proximidade da interface solo-atmosfera as taxas de contagem são reduzidas, pois ocorre o escape de neutrons; e o uso de curvas obtidas em maiores profundidades acarretaria na subestimativa de θ (Greacen et al., 1981; Hanna e Siam, 1980; Farah et al., 1983). O agrupamento normalmente aumenta a dispersão dos pontos, reduzindo a precisão das estimativas, como ocorre nas curvas que englobam várias profundidades, que apresentam maiores variâncias associadas aos coeficientes.

De uma forma geral, as curvas obtidas com os dados da floresta são mais bem ajustadas, em relação às do seringal, e a proporção de tendência, obtida comparando-se os ajustes que levam em consideração os erros nas variáveis com o ajuste tradicional, é relativamente pequena, no máximo 1,5%, ao contrário dos valores de até 15% reportados por Greacen et al. (1981).

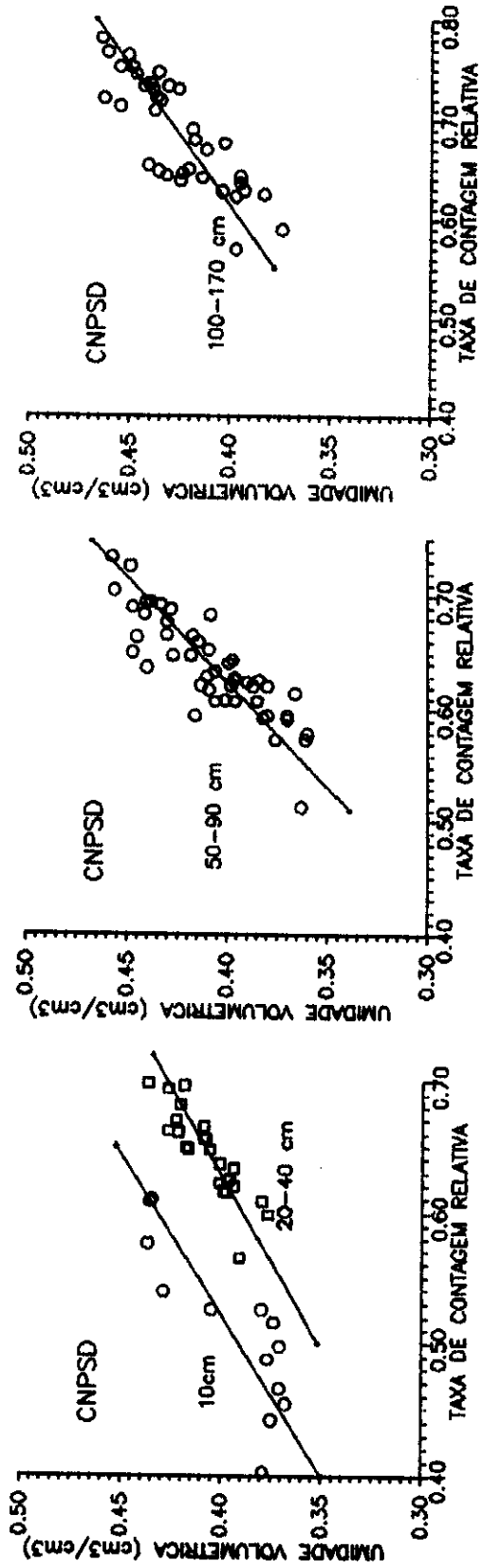


Fig. 3.3 - Curvas de calibração da sonda de neutrons obtidas no solo do seringal: 10cm e 20-40cm; 50-90cm e 100-170cm.

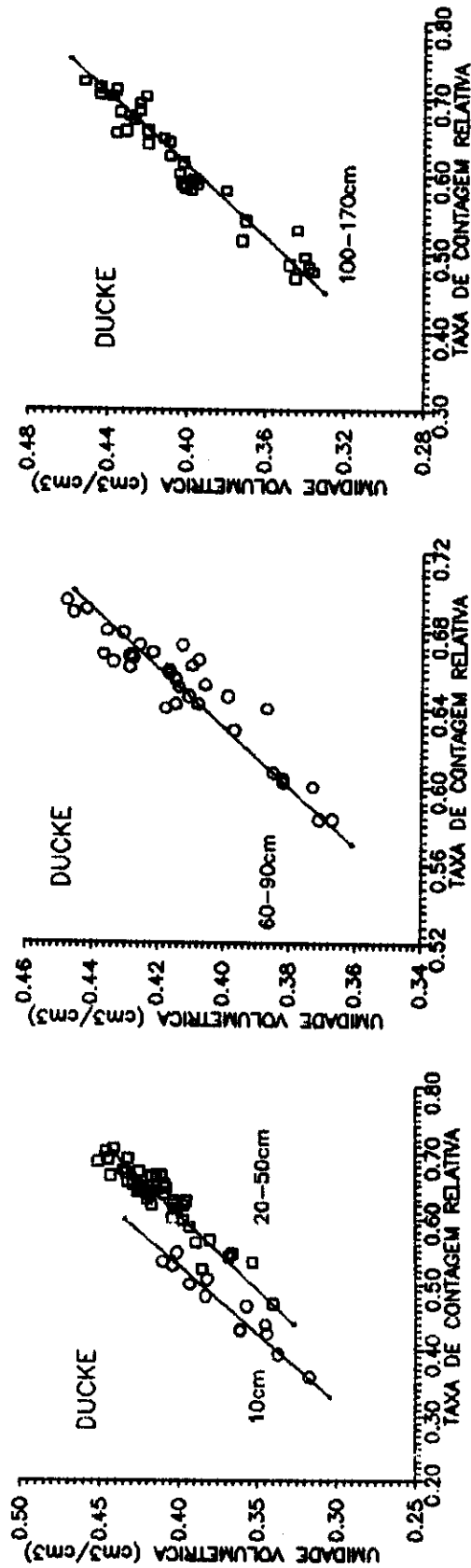


Fig. 3.4 - Curvas de calibração da sonda de neutrons obtidas no solo da floresta: 10cm e 20-50cm; 60-90cm e 100-170cm.

TABELA 3.6 - CURVAS DE CALIBRAÇÃO DA SONDA DE NEUTRONS UTILIZADAS
NO SOLO DO SERINGAL

| Prof. | a | t | b | t | r | n | S ² (a) | S ² (b) | S(a,b) |
|--------------|--------------------|---------|--------------------|---------|------|----|-------------------------|-------------------------|--------------------------|
| 10 | 0,1849 (0,1855) | 7,19** | 0,4120 (0,4109) | 8,26** | 0,93 | 13 | 6,6036*10 ⁻³ | 4,4688*10 ⁻³ | -1,2727*10 ⁻³ |
| 20-40 | 0,1652 (0,1681) | 49,38** | 0,3744 (0,3699) | 72,12** | 0,99 | 24 | 1,1192*10 ⁻⁵ | 2,6944*10 ⁻⁵ | -1,7343*10 ⁻⁵ |
| 50-90 | 0,0661 (0,0684) | 2,37* | 0,5351 (0,5316) | 12,27** | 0,88 | 47 | 7,7891*10 ⁻⁴ | 1,9018*10 ⁻³ | -1,2142*10 ⁻³ |
| 100 a 170 | 0,1828 (0,1839) | 7,85** | 0,3549 (0,3533) | 10,5* | 0,87 | 36 | 5,4255*10 ⁻³ | 1,1430*10 ⁻³ | -7,8499*10 ⁻⁴ |

t é o valor do teste de significância(*=5%; **=1%; NS=não significante); r é o coeficiente de correlação; n é o número de pontos. Os valores tendenciosos de a e b se encontram abaixo dos mesmos entre parêntesis.

TABELA 3.7 - CURVAS DE CALIBRAÇÃO DA SONDA DE NEUTRONS UTILIZADAS
NO SOLO DA FLORESTA

| Prof. | a | t | b | t | r | n | S ² (a) | S ² (b) | S(a,b) |
|-------|-----------|----------|----------|----------|------|----|-------------------------|-------------------------|--------------------------|
| 10 | 0,1452 | 8,33** | 0,4822 | 12,98** | 0,97 | 13 | 3,0350*10 ⁻⁴ | 1,3700*10 ⁻³ | -6,4262*10 ⁻⁴ |
| | (-----) | | (-----) | | | | | | |
| 20-50 | 0,1350 | 102,10** | 0,4369 | 208,80** | 0,99 | 40 | 1,7480*10 ⁻⁶ | 4,3776*10 ⁻⁶ | -2,7568*10 ⁻⁶ |
| | (0,1362) | | (0,4349) | | | | | | |
| 60-90 | -0,0121 | 0,80NS | 0,6539 | 27,95** | 0,98 | 36 | 2,2943*10 ⁻⁴ | 5,4729*10 ⁻⁴ | -3,5393*10 ⁻⁴ |
| | (-0,0067) | | (0,6455) | | | | | | |
| 100 a | 0,1367 | 16,23** | 0,4304 | 31,7** | 0,98 | 35 | 7,0924*10 ⁻⁵ | 1,8404*10 ⁻⁴ | -1,1336*10 ⁻⁴ |
| 170 | (0,1372) | | (0,4296) | | | | | | |

t é o valor do teste de significância(*=5%; **=1%; NS=não significante); r é o coeficiente de correlação; n é o número de pontos. Os valores tendenciosos de a e b se encontram abaixo dos mesmos entre parêntesis.

Segundo Bell (1976), para os solos argilosos do Reino Unido, os coeficientes a e b das curvas de calibração assumem os seguintes valores médios:

$$a = -0,012 \text{ e } b = 0,958;$$

relativos aos seguintes intervalos de θ e f :

$$0,260 \leq \theta \leq 0,620;$$

$$0,300 \leq f \leq 0,670.$$

Das Tabelas 3.6 e 3.7, têm-se os coeficientes a e b contidos nos seguintes intervalos :

$$0,350 \leq b \leq 0,650;$$

$$-0,012 \leq a \leq 0,18;$$

e os intervalos de θ e f :

$$0,300 \leq \theta \leq 0,500;$$

$$0,400 \leq f \leq 0,800.$$

Como os coeficientes angulares são inferiores, em relação aos reportados por Bell (1976), para um mesmo valor de umidade, as contagens serão superiores nos solos da floresta e do seringal. Tal discrepância poderia ser explicada pela presença de elementos químicos absorvedores de neutrons, ou o efeito da densidade global, decorrente da estrutura destas argilas, que são caracterizadas pelo elevado percentual de microporos (Lal, 1986).

Como exemplo, se tomarmos um $f \approx 0,60$ obteremos um valor de $\theta \approx 0,563 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, de acordo com os coeficientes para o Reino Unido; e de $0,387 \leq \theta \leq 0,397$ em função da profundidade, conforme os coeficientes da Tabela 3.6, o que demonstra a necessidade da calibração *in situ*.

3.2.2 - MAGNITUDE DOS ERROS ASSOCIADOS À ESTIMATIVA DE θ

A Equação (2.3), pode ser reescrita como:

$$s^2(\bar{\theta}) = s^2(a) + [b^2 - s^2(b)] * s^2(\bar{f}) + \\ + \bar{f} * [\bar{f} * s^2(b) + 2 * S(a,b)] \quad (3.5)$$

, nesta forma, sómente \bar{f} e $s^2(\bar{f})$ variam, numa determinada profundidade, sendo a variância proporcional a ambos e dominada por $s^2(\bar{f})$, que é função da heterogeneidade espacial da umidade.

De acordo com Greacen e Schrale (1976), gradientes verticais das taxas de contagem relativa superiores à $0,2m^{-1}$, indicam pontos aberrantes que devem ser descartados. Com este objetivo, procedeu-se à eliminação de pontos na escala horizontal que apresentassem contagens fora do intervalo $(\bar{f} \pm S)$; e à partir dos pontos restantes, novos \bar{f} e S foram calculados, minimizando a influência da variabilidade espacial de θ .

Exemplos das estimativas de $\bar{\theta}$ e do erro total associado, para épocas de maior e menor umidade, em ambos os locais se encontram nas Tabelas 3.8 e 3.9, e Figura 3.5. Os coeficientes de variação não ultrapassaram os 3%, podendo ocorrer sob as duas condições extremas de umidade.

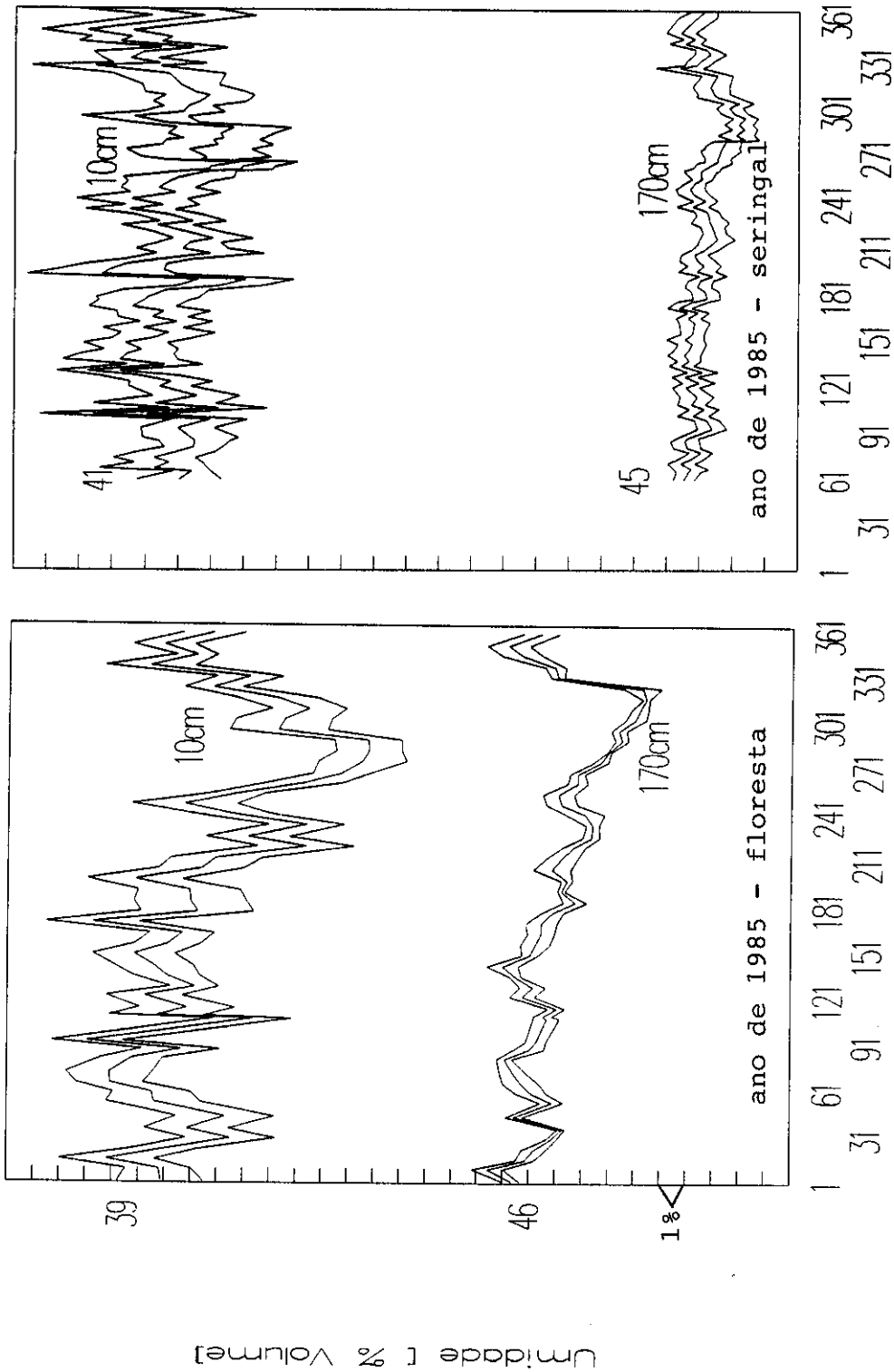


Fig. 3.5 - Variação da umidade no solo (curva média) relativa a observação inicial e erro total (curva superior e inferior), em 10 e 170cm.

TABELA 3.8 - ESTIMATIVAS DA UMIDADE MÉDIA (θ) E DO ERRO ASSOCIADO (S), EM FUNÇÃO DA PROFUNDIDADE, DURANTE A ÉPOCA MAIS ÚMIDA (10/05/85) E SECA (15/10/85), NO SERINGAL-CNPSD

| Prof. | θ | S | CV | θ | S | CV |
|-------|----------|-------|----|----------|------|----|
| cm | % | | | % | | |
| 10 | 39,6 | 1,17 | 3 | 42,5 | 0,42 | 1 |
| 20 | 39,6 | 0,95 | 2 | 42,3 | 0,93 | 2 |
| 30 | 40,6 | 0,91 | 2 | 42,8 | 0,76 | 2 |
| 40 | 39,9 | 0,84 | 2 | 42,5 | 0,93 | 2 |
| 50 | 39,3 | 0,83 | 2 | 43,9 | 0,78 | 2 |
| 60 | 39,9 | 0,55 | 1 | 43,5 | 0,81 | 2 |
| 70 | 39,5 | 1,04 | 3 | 44,2 | 0,86 | 2 |
| 80 | 40,3 | 0,77 | 2 | 44,6 | 0,40 | 1 |
| 90 | 40,8 | 0,75 | 2 | 44,6 | 0,80 | 2 |
| 100 | 40,8 | 0,84 | 2 | 43,3 | 0,40 | 1 |
| 110 | 39,8 | 0,39 | 1 | 42,5 | 0,44 | 1 |
| 120 | 41,2 | 0,75 | 2 | 44,1 | 0,53 | 1 |
| 130 | 43,3 | 0,30 | 1 | 44,5 | 0,49 | 1 |
| 140 | 43,4 | 0,59 | 1 | 45,1 | 0,54 | 1 |
| 150 | 43,4 | 1,01 | 2 | 45,1 | 0,42 | 1 |
| 160 | 44,0 | 0,411 | 1 | 45,3 | 0,41 | 1 |
| 170 | 43,7 | 0,38 | 1 | 44,9 | 0,47 | 1 |

CV : coeficiente de variação.

De acordo com os erros totais, que são pequenos em relação às quantidades de água armazenadas, um valor médio de $\pm 3\text{mm}$ pode ser assumido para a camada de (0-100)cm, que concentra a maior parte dos sistemas radiculares (Chauvel et al., 1987; Cabral, 1988). Se for tomada uma taxa média de evapotranspiração de 4mm/dia, observada na Floresta de Terra Firme (Shuttleworth et al., 1984), a frequência máxima de medidas deverá ser de 3 dias, pois do contrário, as variações nos armazenamentos serão inferiores aos erros cometidos (McGowan e Williams, 1980).

TABELA 3.10 - ARMAZENAGENS E ERROS ASSOCIADOS POR CAMADAS NO SERINGAL E FLORESTA, DURANTE OS PERÍODOS SECO E ÚMIDO DE 1985; EM [mm]

| Camada (cm) | SERINGAL | | | | FLORESTA | | | | |
|----------------|---------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|------|
| | 10/05/85----- úmido | | | | -----16/01/85 | | | | |
| | A _z | E _T | S _E | S _M | A _z | E _T | S _E | S _M | |
| 0- 50 | 213,4 | 1,90 | 1,83 | 0,51 | 214,6 | 2,38 | 2,36 | 0,35 | |
| 0-100 | 433,8 | 2,96 | 2,46 | 1,65 | 439,2 | 2,83 | 2,69 | 0,89 | |
| 0-170 | 744,6 | 4,09 | 2,75 | 3,02 | 753,8 | 4,38 | 3,60 | 2,61 | |
| | 15/10/85-----seco- | | | | -----16/10/85 | | | | |
| | 0- 50 | 199,0 | 2,43 | 2,38 | 0,48 | 191,6 | 2,20 | 1,99 | 0,94 |
| | 0-100 | 399,6 | 3,46 | 2,98 | 1,75 | 385,9 | 3,28 | 2,40 | 2,23 |
| 0-170 | 697,0 | 4,71 | 3,44 | 3,22 | 665,8 | 5,15 | 3,12 | 4,10 | |

TABELA 3.9 - ESTIMATIVAS DA UMIDADE MÉDIA (θ) E DO ERRO ASSOCIADO (S), EM FUNÇÃO DA PROFUNDIDADE, DURANTE A ÉPOCA MAIS ÚMIDA(16/01/85) E SECA (16/10/85), NA FLORESTA

| Prof. | $\bar{\theta}$ | S | CV | $\bar{\theta}$ | S | CV |
|-------|----------------|------|----|----------------|------|----|
| cm | % | | | % | | |
| 10 | 34,2 | 0,86 | 3 | 40,8 | 1,21 | 3 |
| 20 | 39,0 | 0,69 | 2 | 43,0 | 0,83 | 2 |
| 30 | 40,6 | 1,19 | 3 | 44,0 | 0,91 | 2 |
| 40 | 40,7 | 0,56 | 1 | 44,4 | 0,80 | 2 |
| 50 | 40,1 | 0,67 | 2 | 44,1 | 0,66 | 2 |
| 60 | 38,3 | 0,43 | 1 | 44,5 | 0,74 | 2 |
| 70 | 38,8 | 0,92 | 2 | 45,2 | 0,39 | 1 |
| 80 | 39,2 | 0,52 | 1 | 45,4 | 0,54 | 1 |
| 90 | 38,6 | 0,26 | 1 | 45,1 | 0,39 | 1 |
| 100 | 38,6 | 0,53 | 1 | 44,6 | 0,91 | 2 |
| 110 | 39,4 | 0,56 | 1 | 44,4 | 0,46 | 1 |
| 120 | 40,0 | 0,54 | 1 | 45,4 | 0,20 | 1 |
| 130 | 39,5 | 0,55 | 1 | 44,7 | 0,62 | 1 |
| 140 | 39,9 | 1,22 | 3 | 44,5 | 1,29 | 3 |
| 150 | 40,0 | 0,85 | 2 | 44,7 | 1,10 | 3 |
| 160 | 41,1 | 0,80 | 2 | 46,0 | 1,00 | 2 |
| 170 | 41,5 | 0,25 | 1 | 45,1 | 0,36 | 1 |

CV : coeficiente de variação.

3.2.3 - A ARMAZENAGEM DE ÁGUA NO SOLO E OS ERROS ASSOCIADOS

Através da Equação 2.8 foram calculados os A_z para as camadas de (0-50)cm, (0-100)cm e (0-170)cm, e os erros associados conforme as Equações 2.9 e 2.10, cujos valores são apresentados na Tabela 3.10.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 - PROPRIEDADES FÍSICAS DOS SOLOS SOB A FLORESTA E SERINGAL

Os processos de transferência de água no solo são em grande parte função da textura e estrutura das suas partículas, que dependem das características da rocha original, transformada devido a ação de fatores físicos, químicos e biológicos, como a desintegração, decomposição e recombinação, ao longo da sua história geológica (Reichardt, 1985).

Nos dois ecossistemas estudados, os solos foram classificados como Latossolos amarelos muito argilosos (IPEAAOc, 1972; IPEAN, 1969), também denominados "Oxisols" ou "Ferrassols", de acordo com os sistemas de classificação de solos da F.A.O. e U.S., respectivamente (Jordan, 1985). Os Latossolos são predominantes na Amazônia, encontrados em 45% da área total (Schubart, 1989); derivam da intemperização da formação Barreiras, originada no Terciário, sendo basicamente sedimentos erodidos das terras altas, que se depositaram no lago formado pelo levantamento dos Andes (Goreau e Mello, 1987).

Segundo Demattê (1988), os Latossolos são representados pelos Latossolos amarelos, vermelho-amarelos e vermelho-escuros, com a predominância dos dois primeiros; e as diferenças básicas entre estas três categorias são decorrentes da cor e dos teores de ferro total. Na sua composição predomina a caulinita (80%), ferro e hidróxidos de alumínio, além do quartzo, cujos percentuais variam de 5% a 15% à partir de 1m de profundidade na direção da superfície (Chauvel et al., 1991).

4.1.1 - ANÁLISE TEXTURAL DOS SOLOS

Para a identificação das diferenças entre os dois ecossistemas em função da utilização do solo, devem-se excluir as distinções que sejam decorrência da origem de cada solo. Nas Tabelas 3.1 e 3.2 (páginas 20 e 21) encontram-se as características texturais dos solos sob o seringal e sob a floresta. Em ambos os locais, os teores de argila são superiores a 60%, caracterizando-os como muito argilosos (Reichardt, 1985). O solo sob a floresta apresenta percentuais de argila e silte superiores aos valores encontrados no seringal que, por sua vez, tem valores de areias maiores; tais diferenças originais devem, em princípio, conferir ao solo sob as seringueiras menores valores de água não-disponível ("bound water"), e maior macroporosidade.

As diferenças decorrentes do tipo de uso do solo, podem ser determinadas a partir das variações texturais no interior de cada perfil. Na floresta, Tabela 3.2 (página 21), as maiores variações ocorrem na camada superficial de 30cm, em função da concentração de raízes e atividade biopedológica mais intensa (Chauvel et al., 1987); nesta camada, os teores de argila são menores e as frações de silte e areias maiores. À partir de 40cm até 170cm, a textura é praticamente constante, o que caracteriza um solo profundo.

No Latossolo sob o seringal (Tabela 3.1) , o contraste entre a camada superficial de 40cm e o restante do perfil é mais acentuado. As variações nos percentuais de argila atingem valores de 13%, e as areias 28%, bem superiores às observadas na floresta. Além das raízes e da matéria orgânica, o decréscimo nos valores de argila provavelmente é conseqüência da menor interceptação das chuvas, pois o conteúdo de argila no horizonte superficial

normalmente decresce com o aumento da precipitação (Lal, 1986). Segundo Cabral(1988), no seringal a taxa média de interceptação é de 6%, e na floresta em torno de 10% (Lloyd e Marques, 1988).

4.1.2 - DENSIDADE REAL (dp) E GLOBAL (dg)

As informações sobre a densidade real contidas na Tabela 3.3 (página 22), indicam a inexistência de diferenças significativas nos perfis em ambos os locais, que apresentam a mesma constituição e ausência de estratificações. Os valores sob o seringal são ligeiramente superiores aos encontrados na floresta, em consequência do teor de matéria orgânica na Tabela 3.5 (página 24), cujo baixo peso específico contribui para diminuir a densidade real, particularmente na superfície onde é mais abundante (Leite e Medina, 1984).

Mais elucidativos são os valores da densidade global e porosidade total (α), encontrados na Tabela 3.4 (página 23). Ao contrário das características texturais do solo sob as seringueiras, observa-se a nítida compactação a que foi submetida a camada superficial de 40cm, mais acentuada nas profundidades de 20cm e 30cm, embora esta plantação tenha sido preparada manualmente, minimizando os distúrbios relativos ao preparo mecanizado (Medina e Leite, 1985; Salati e Vose, 1984). Acompanhando a compactação, têm-se menores valores de α , em média 50% nos primeiros níveis e 54% para o restante do perfil; na camada superficial a redução em α não é tão drástica devido à presença do sistema radicular e à atividade biológica, como consequência da maior concentração de matéria orgânica (Tabela 3.5).

Na floresta, os resultados da Tabela 3.4 demonstram claramente o papel conservador da serrapilheira

associada à maior interceptação da chuva pelo dossel, invertendo o perfil de dg em relação ao seringal. Os maiores valores de α encontram-se exatamente na camada superficial (65%), o mesmo ocorrendo com os teores de matéria orgânica (Tabela 3.5), bem superiores aos percentuais encontrados no seringal. As camadas mais profundas também apresentam valores de α maiores na floresta, que são consequência de um sistema radicular mais profundo, que induz a maiores contrações e expansões da argila, durante os períodos mais secos e úmidos, respectivamente (Chauvell et al., 1987). Apesar da relevância dos valores de porosidade total, estes não são suficientes para a caracterização das condições de aeração efetiva do solo (Corrêa, 1985a) e disponibilidade hídrica, que dependem da sua estrutura.

Com relação ao solo da floresta de Terra Firme, Jordan (1985) afirma que, apesar dos baixos níveis de nutrientes, as propriedades físicas são geralmente boas, e os solos bem drenados e profundos, com uma excelente estrutura granular, fatores que propiciam duas propriedades bastante favoráveis ao desenvolvimento radicular. Primeiro, os agregados são eficientes quanto à retenção de água, em seguida a drenagem, logo após a precipitação; em segundo, os espaços entre os agregados, ao possibilitarem um rápido escoamento, não permitem a saturação do solo, agindo no sentido da conservação dos nutrientes, pois como a maior parte da água drena através destes espaços, a lixiviação é minimizada com relação aos elementos que se encontram nos agregados.

4.2 - TOTAIS DE PRECIPITAÇÃO REGISTRADOS NA FLORESTA E NO SERINGAL EM 1985 e 1986

A precipitação nas áreas tropicais é classificada como mais variável temporal e espacialmente,

em relação às latitudes mais altas, devido à sua origem convectiva, que implica na produção de chuvas intensas e tempestades. Na Amazônia, além dos efeitos locais, a penetração de frentes frias e a propagação de bandas organizadas de intensa precipitação, formadas no oceano Atlântico, têm sido apontados como fatores que interferem na distribuição temporal e espacial da chuva (Peagle, 1987; Molion, 1990). De acordo com Salati (1987), 50% da precipitação amazônica tem origem na própria bacia, sendo o restante proveniente do Atlântico.

A generalização do conceito de alta variabilidade nos trópicos deve ser observada com cautela (Jackson, 1977), pois normalmente a variabilidade é associada à situações extremas, como enchentes e grandes secas, que são mais "sentidas" nas regiões menos desenvolvidas, o que não ocorre, dentro de certos limites, nos países em que os avanços tecnológicos minimizam tais adversidades.

Nas Figuras 4.1, encontram-se os totais mensais de precipitação registrados nos anos de 1985 e 1986 e os valores médios do período de 1972-1986, no seringal (CNPSD), e na floresta (DUCKE), distantes 5km, aproximadamente.

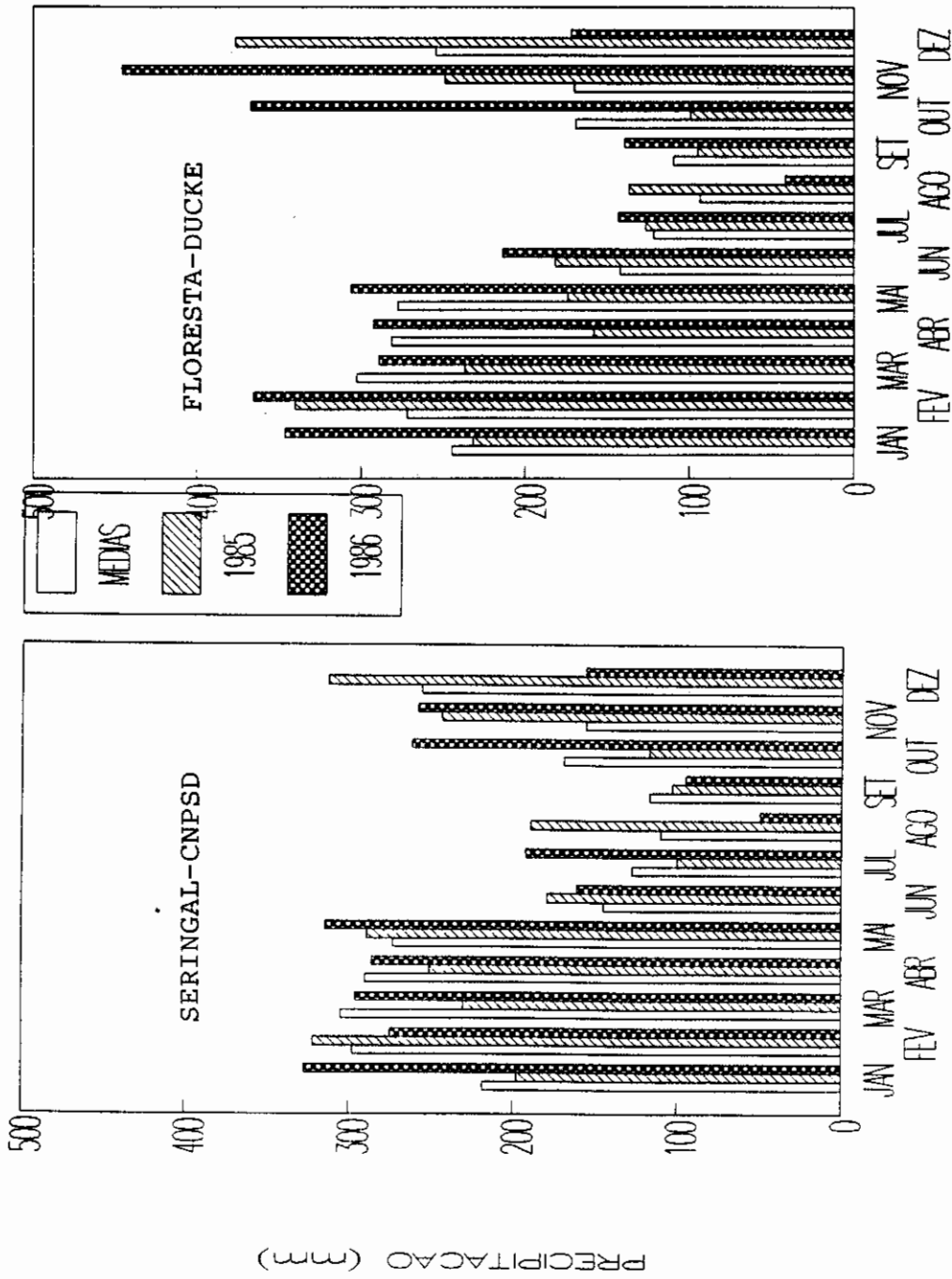


Fig. 4.1 - Totais mensais de precipitação observados durante 1985 e 1986, e médias mensais (1972-1986), no seringal e floresta.

Nos dois locais, os menores valores médios mensais são registrados durante os meses de julho a setembro, correspondendo ao inverno hemisférico, em consequência da Alta da Bolívia, que se move na direção noroeste, provocando subsidência e divergência na região central da bacia amazônica. A estação das chuvas tem início em outubro, quando a Alta retorna ao planalto central do Brasil, cobrindo praticamente toda a bacia, e se prolonga até maio, sendo o máximo de precipitação observado em março (Molion, 1990).

Comparando-se os totais mensais de ambos os anos, para cada local, o ano de 1986 poderia ser classificado como úmido, mesmo apresentando um único mês abaixo da média, como agosto. Mas a utilização dos totais mensais para a caracterização de períodos mais úmidos ou secos é questionada por Jackson (1977), pois a distribuição das chuvas num certo intervalo de tempo pode ser crítica para a vegetação, além da não-coincidência entre os meses do ano com o início e término da estação chuvosa.

As diferenças entre a floresta e o seringal quanto aos totais mensais de outubro e novembro de 1986, são significativas, também observadas por Shuttleworth et al. (1987), numa distância de 2km, e por Jackson (1977), com relação a estações distantes 4km. De acordo com Riehl (1979), uma das características mais marcantes da precipitação tropical é a concentração acentuada em pequenas áreas, e a tendência de estações individuais em receberem apenas uma chuva intensa, durante a passagem de um distúrbio, e a não observação do evento em alguns postos, especialmente se as chuvas forem tênues.

Os totais anuais de precipitação observados em 1985 e 1986 foram :

no seringal - 2532mm e 2671mm;

na floresta - 2434mm e 3121mm, respectivamente; e os valores médios calculados para a floresta (2437±299)mm e seringal (2621±315)mm, nos levariam a definir 1986 como mais úmido, principalmente na floresta.

Além dos totais mensais e anuais de chuva, é necessária a distribuição diária da precipitação, que permite a identificação de períodos mais úmidos e secos em função da variabilidade temporal das chuvas. Nas Figuras 4.2 a 4.5, observam-se os totais diários nos dois anos, no seringal e na floresta, respectivamente, que indicam a irregularidade ao longo do tempo, e a ocorrência de estiagens durante a época úmida, e períodos chuvosos durante a estação seca.

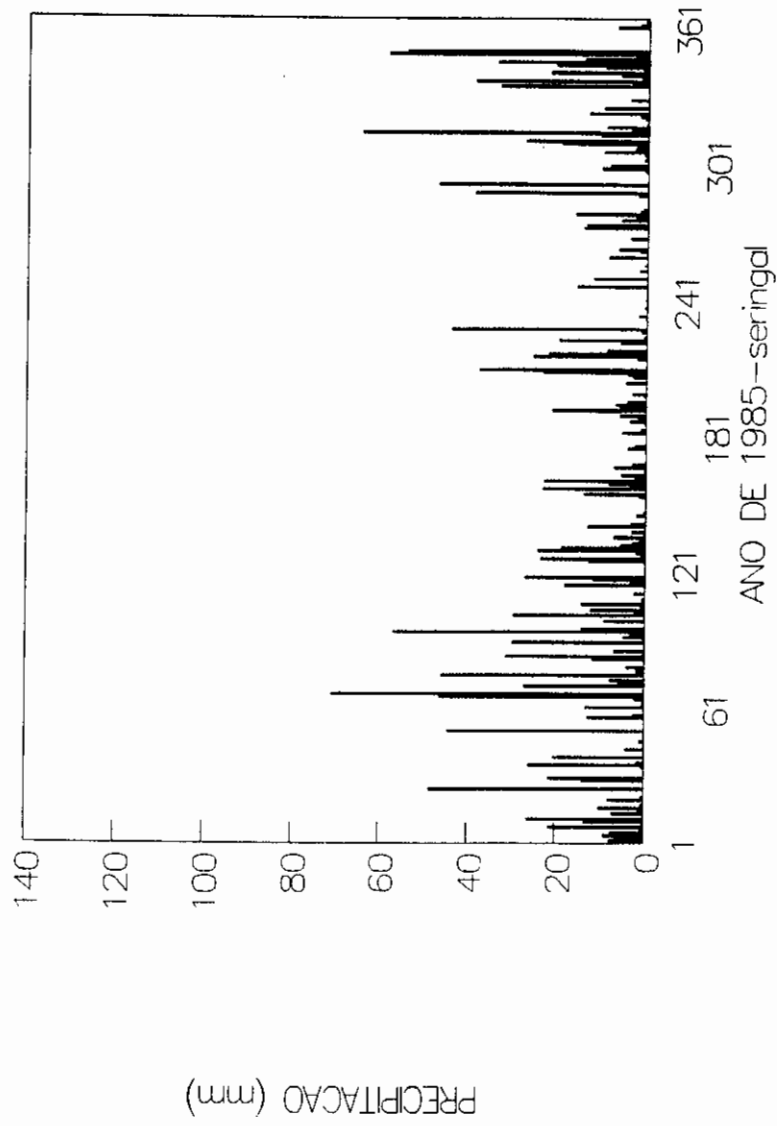


Fig. 4.2 - Totais diários de precipitação observados no seringal em 1985.

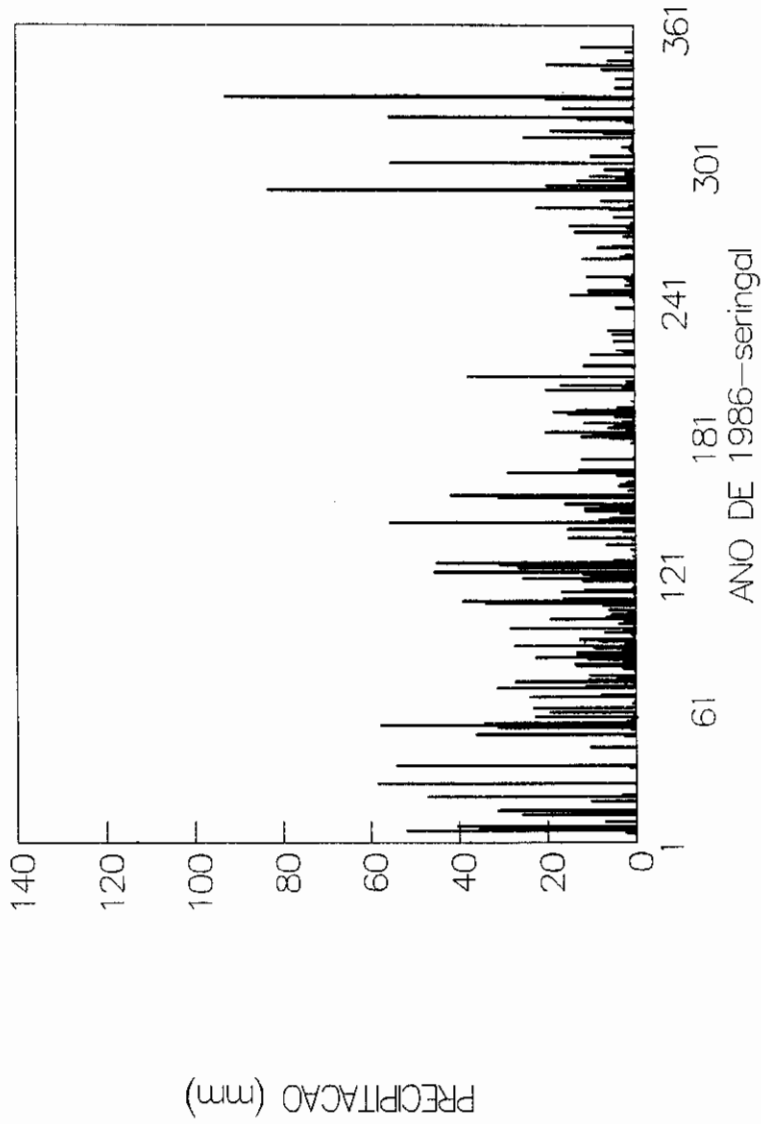


Fig. 4.3 - Totais diários de precipitação observados no seringal em 1986.

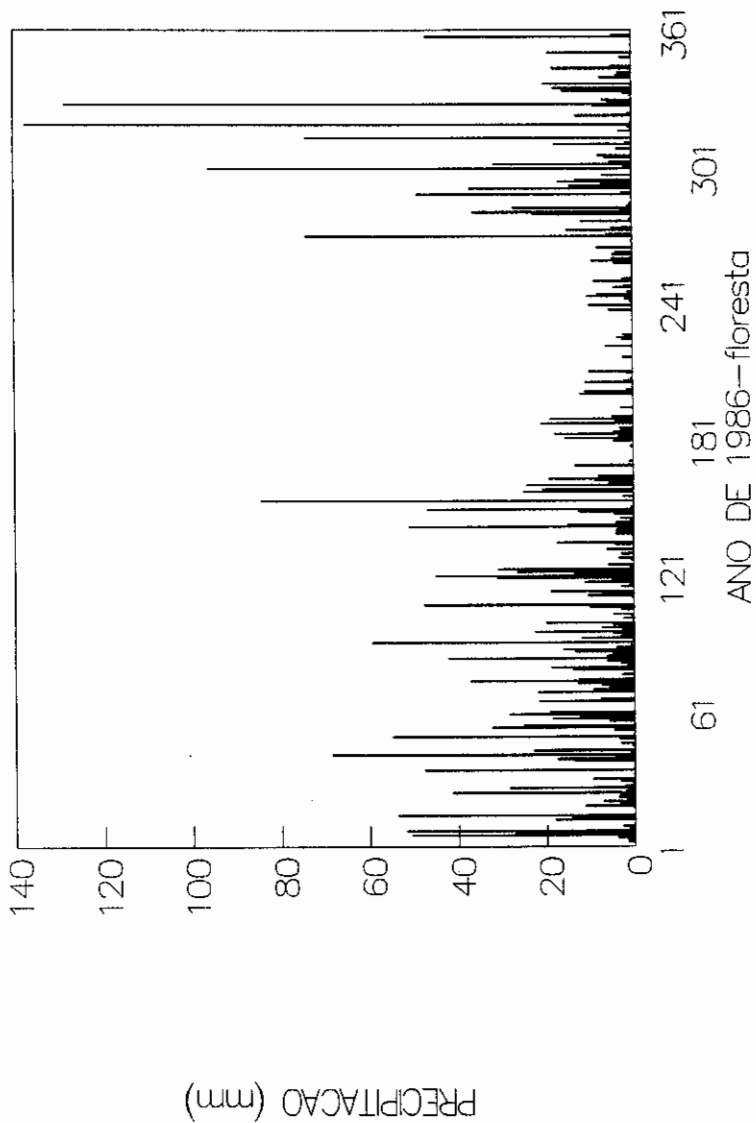


Fig. 4.5 - Totais diários de precipitação observados na floresta em 1986.

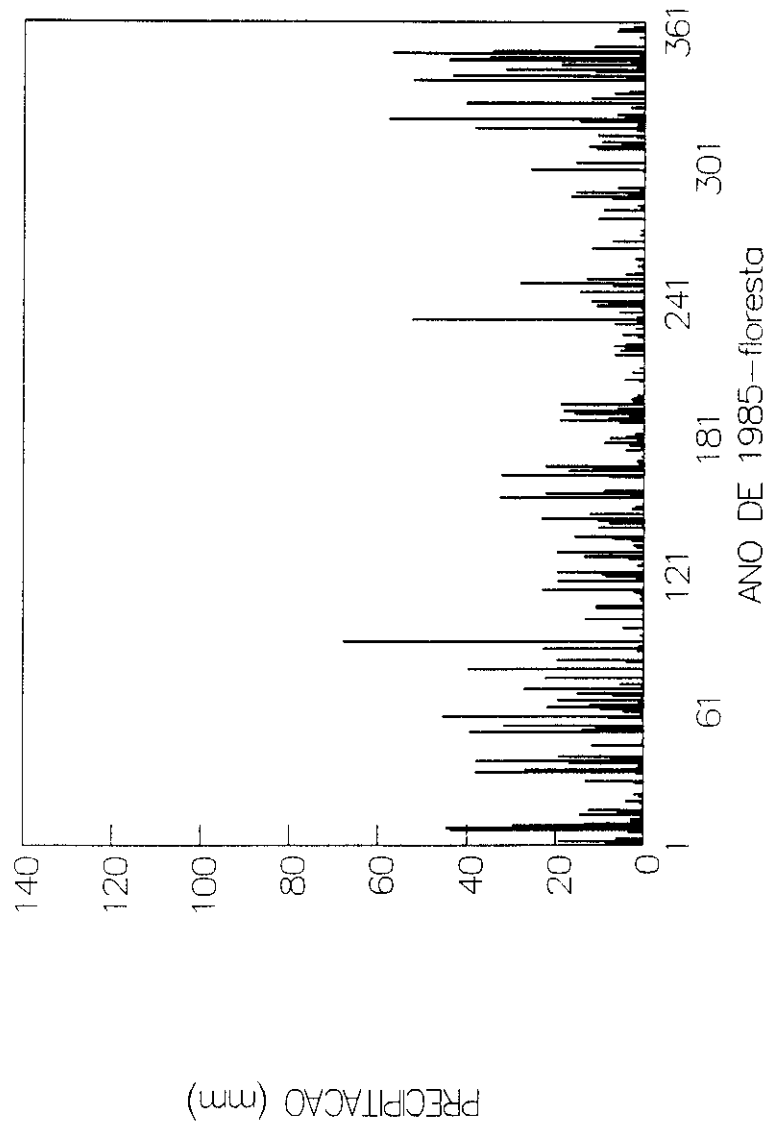


Fig. 4.4 - Totais diários de precipitação observados na floresta em 1985.

No seringal, os dois anos apresentaram distribuições similares, e a diferença se observa na estação seca de 1986, que recebeu chuvas com mais freqüência, em relação a 1985. Este fato não ocorreu na floresta, principalmente durante o ano de 1986, que apresentou um período longo de estiagem, interrompido por pequenas precipitações (10mm) ; ao contrário da classificação baseada nos totais mensais e anuais, que definia 1986 como um ano mais úmido, a estação seca foi bem caracterizada na floresta.

A interação entre as chuvas e a vegetação é função da quantidade e intensidade das precipitações, e pode ser avaliada através do número de dias com chuva e o total acumulado em determinados intervalos de classe, como mostra a Tabela 4.1. O número de dias com chuva não apresenta variação significativa entre os anos e locais, cujo valor médio é de 228 dias, ou 63% do ano; no seringal, em 1985 e 1986, 47% e 7% dos dias de chuva acumularam 7% e 31% do total anual respectivamente. Com relação à floresta, 49% dos dias de chuva acumularam 8% do total anual, em média, mas os totais acumulados, devido às precipitações superiores a 30mm diários, corresponderam a 39% em 1985 e 50% em 1986, em relação aos totais anuais.

TABELA 4.1 - NÚMERO DE DIAS COM CHUVA, TOTAIS DIÁRIOS DE PRECIPITAÇÃO ACUMULADOS (ΣP) E % DO TOTAL ANUAL, EM FUNÇÃO DOS INTERVALOS DE CLASSE

| Intervalos | FLORESTA | | | | | |
|------------|----------|------------|----|------|------------|----|
| | 1985 | | | 1986 | | |
| | dias | ΣP | % | dias | ΣP | % |
| [0;5]mm | 113 | 192 | 8 | 114 | 264 | 8 |
| [5;10] | 37 | 267 | 11 | 35 | 254 | 8 |
| [10;15] | 30 | 366 | 15 | 24 | 301 | 10 |
| [15;20] | 18 | 339 | 14 | 20 | 360 | 12 |
| [20;30] | 13 | 322 | 13 | 15 | 365 | 12 |
| [30;40] | 11 | 399 | 16 | 7 | 235 | 7 |
| >40mm | 11 | 549 | 23 | 21 | 1350 | 43 |
| Totais | 233 | 2434 | | 236 | 3121 | |
| | SERINGAL | | | | | |
| | 1986 | | | 1986 | | |
| | dias | ΣP | % | dias | ΣP | % |
| [0;5]mm | 100 | 179 | 7 | 107 | 186 | 7 |
| [5;10] | 38 | 284 | 11 | 30 | 217 | 8 |
| [10;15] | 23 | 294 | 12 | 36 | 441 | 16 |
| [15;20] | 7 | 125 | 5 | 14 | 250 | 10 |
| [20;30] | 23 | 559 | 22 | 15 | 369 | 14 |
| [30;40] | 9 | 312 | 12 | 11 | 371 | 14 |
| >40mm | 15 | 779 | 31 | 15 | 836 | 31 |
| Totais | 215 | 2532 | | 228 | 2671 | |

A diferença apontada entre os anos de 1985 e 1986 na floresta pode explicar a existência de uma estação seca prolongada durante 1986, pois a maior parte da precipitação foi produzida por um pequeno número de chuvas intensas, maiores intervalos de tempo entre cada evento, além da menor eficiência, já que boa parte da água não permanece no solo, escoando sobre ou sob a superfície.

De acordo com Medina e Oliveira Jr.(1987a),

durante o período de 1983 a 1985, os dados registrados no CNPSD, indicaram que das chuvas potencialmente erosivas (>6mm em 15min), 60% se encontram entre 25 e 75mm/h; acima de 75mm/h e 100mm/h, as frequências são inferiores à 20% e 11% das ocorrências, respectivamente; implicando em acentuada erosão do solo.

4.3 - VARIAÇÕES SAZONAIS DA UMIDADE NO SOLO E DAS ARMAZENAGENS EM FUNÇÃO DA PROFUNDIDADE

A única fonte de umidade na floresta e no seringal é a precipitação, cuja infiltração no solo depende da sua intensidade, do tipo de vegetação, e dos níveis de umidade que se encontram nas camadas.

As alterações no solo provocadas pelo manejo no seringal, como a compactação e diminuição da porosidade total (item 4.1.2), implicam na menor eficiência das chuvas devido ao decréscimo da capacidade de infiltração inicial (Leite e Medina, 1984; Corrêa, 1985b; Medina e Leite, 1985), eventualmente gerando o escoamento superficial. Na floresta, a maior porosidade do solo possibilita que este armazene mais água e a redistribua rapidamente após a infiltração, drenando o excesso na direção das camadas mais profundas. Através das séries temporais de umidade em cada camada de solo, é possível definir a zona radicular ativa, observando-se as variações nas taxas de absorção de água, separando-as das camadas em que só se observe o lento processo de drenagem profunda (McGowan e Williams, 1980).

4.3.1 - A UMIDADE NO SOLO DO SERINGAL EM 1985 e 1986

O conteúdo de água em relação à primeira observação do ano, por camada, nos dois anos, encontram-se nas Figuras 4.6 e 4.7, que não apresentam os erros ($\pm S$).

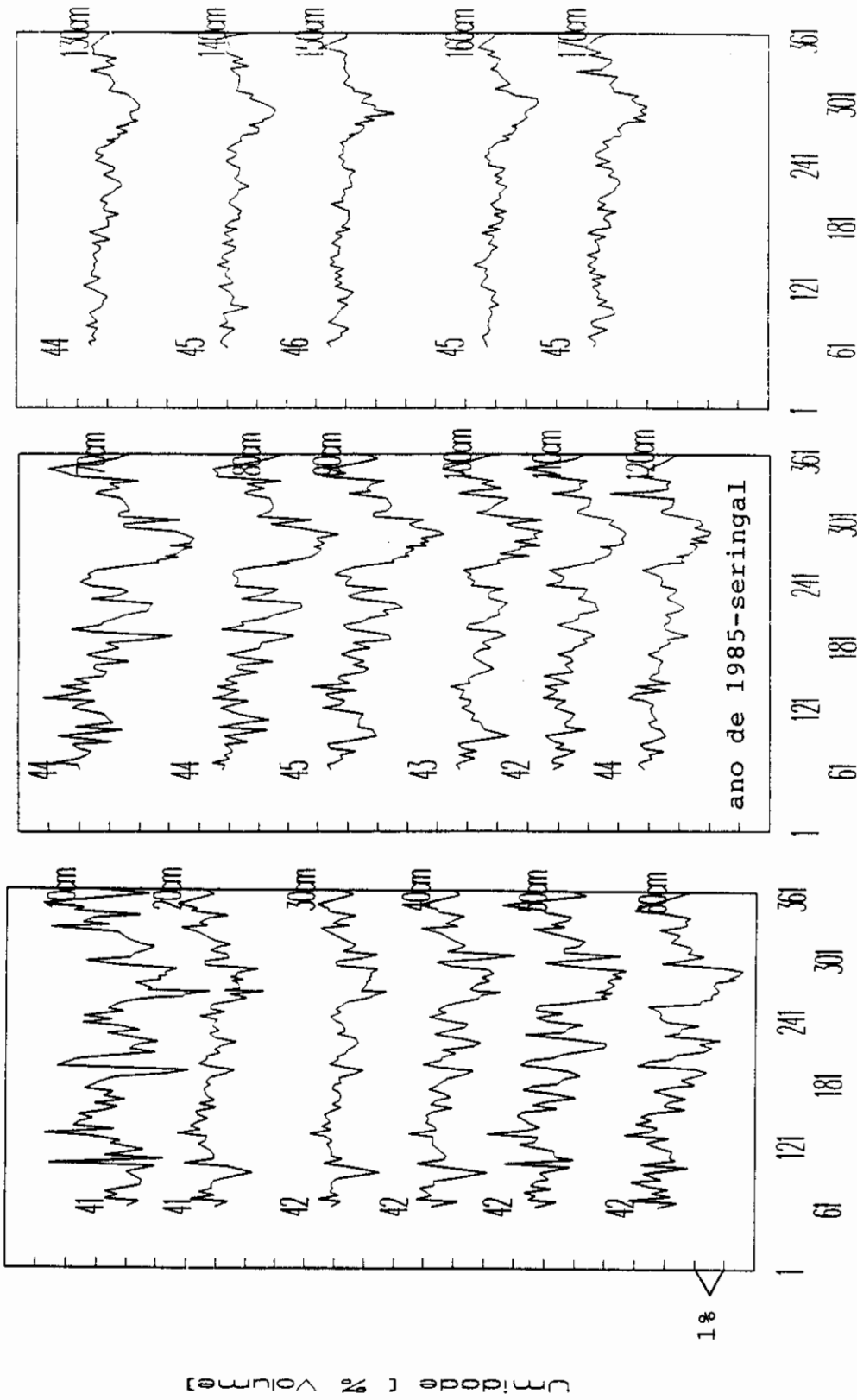


Fig. 4.6 - Variação da umidade no solo do seringal relativa a observação inicial, em função da profundidade, ao longo de 1985.

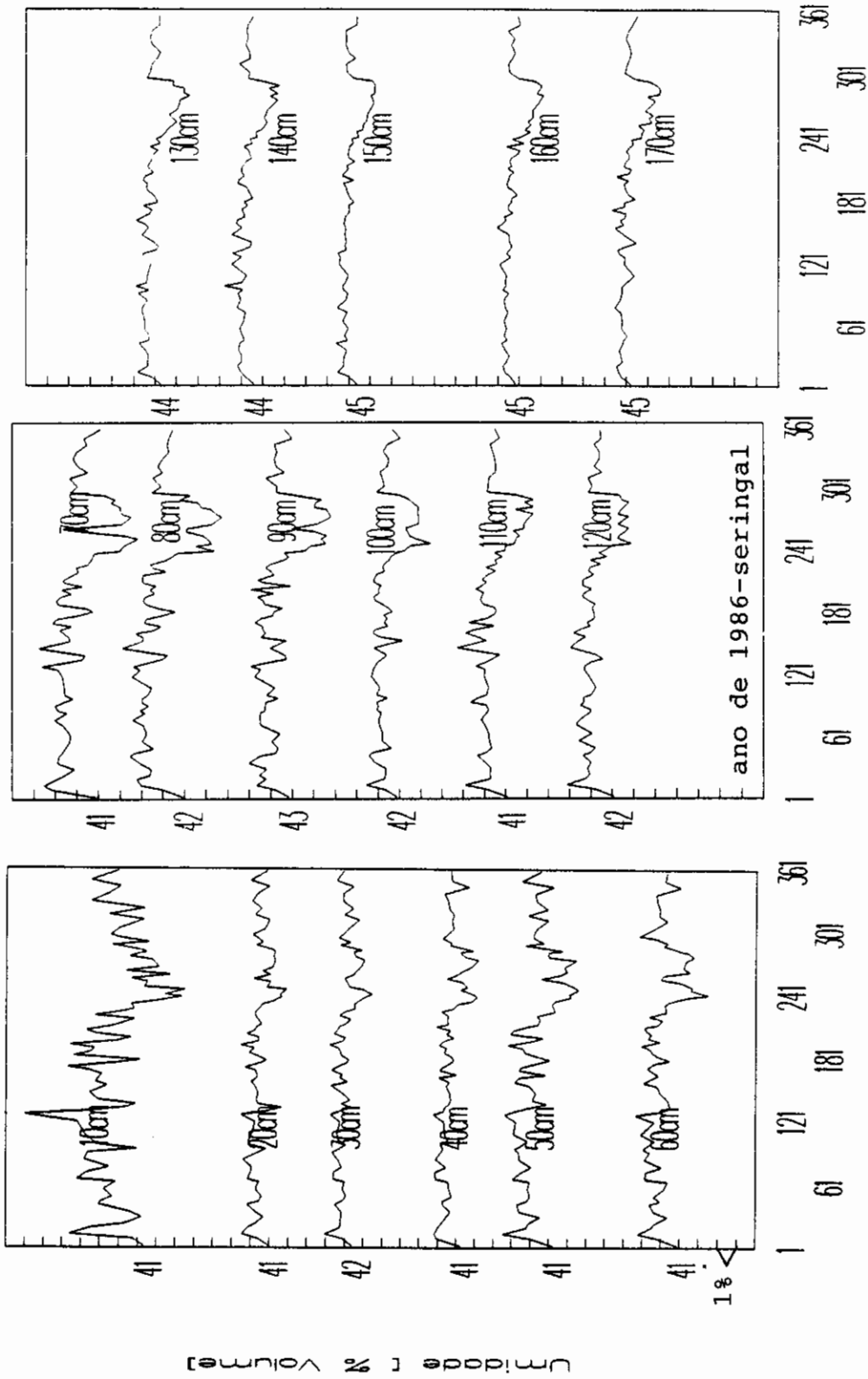


Fig. 4.7 - Variação da umidade no solo do seringal relativa a observação inicial, em função da profundidade, ao longo de 1986.

Durante os dois anos analisados, os conteúdos de água refletem claramente a alternância de períodos secos e chuvosos, de acordo com as características da precipitação diária (item 4.2). Embora a estação das chuvas atinja o máximo em março, as maiores umidades são observadas em abril-maio no seringal, quando se inicia a senescência foliar, cuja regularidade e uniformidade dependem do clone. Neste período, as taxas de interceptação da chuva e transpiração são mínimas, permitindo que as menores precipitações atinjam o solo, elevando os níveis de umidade em todas as camadas, acima dos valores registrados entre janeiro e março.

Devido a ocorrência de um período de chuvas em julho e agosto de 1985, somente em setembro e outubro são observadas reduções expressivas nos teores de água. Em 1986, o período de secamento foi mais curto, aproximadamente um mês, concentrando-se entre agosto e setembro, em função da frequência das precipitações, suficientes para a reposição de parte das reservas de água do solo.

A eficiência da precipitação ou a sua permanência no sistema, é função das condições de umidade do solo, e pode ser analisada nas situações mais úmidas, como no início de abril e maio de 1985 por exemplo, em que chuvas acumuladas de 37mm e 53mm respectivamente, provocaram o aumento da umidade na camada de (0-80)cm; e em julho, numa situação mais seca, quando o pico de umidade se estende até 110cm, em resposta a 39mm de precipitação.

Durante a estação seca de 1985 (setembro a novembro), a diminuição da umidade foi aproximadamente 4% na camada superficial de 10cm, e de 3-4 % entre (50-120)cm; nas profundidades de 20, 30 e 40cm a extração radicular foi menor, em torno de 1-2 %. O mesmo padrão foi observado em

menor, em torno de 1-2 %. O mesmo padrão foi observado em 1986, mas a camada de maior absorção não ultrapassou 100cm, devido a maior frequência das chuvas.

Em ambos os anos, as camadas abaixo de 130cm apresentaram um lento declínio da umidade, que representa a drenagem profunda, principalmente em 1986, já em 1985, as variações bruscas durante a época seca são indicativas de extração radicular profunda, apesar das amplitudes serem ligeiramente superiores aos erros das estimativas (conforme Figura 3.5).

A menor atividade radicular na camada de (20-40) cm deve ser conseqüência da compactação, discutida no item (4.1), que provoca a diminuição da porosidade total e torna a água menos disponível, devido ao aumento da quantidade de microporos (Hillel, 1982). Um levantamento do sistema radicular das seringueiras, apresentou várias plantas em que a densidade das raízes finas ($\phi < 2\text{mm}$) decresceu entre (20-40)cm, aumentando na camada de (80-100)cm, até atingir valores similares aos da camada superficial de 10cm (Cabral, 1988).

Apesar das limitações do conceito de capacidade de campo (CC), que é função do teor de umidade, principalmente nos solos argilosos (Reichardt, 1988), Medina e Oliveira Jr. (1987b) determinaram no seringal (*in situ*), os seguintes valores de CC: 40,8 %; 39,7 % e 40,8 %, correspondentes às camadas de (0-10)cm; (10-30)cm e (30-70)cm, respectivamente. À partir dos valores da Tabela 3.8, os conteúdos médios de água para o período mais seco de 1985 foram : 39,6 %; 40,1 % e 39,7 %; portanto, mesmo durante a estação seca, os níveis de umidade na camada de (0-70)cm, se aproximariam da CC.

4.3.2 - A ÁGUA ARMAZENADA NO SOLO DO SERINGAL EM 1985
E 1986

A definição das camadas de solo em que se concentra a maior atividade radicular permite o cálculo da armazenagem (A_z), conforme o item (2.2). Na Figura 4.8, encontram-se as armazenagens por camadas, que são os pontos médios entre as curvas ($A_z \pm E_T$).

As variações de A_z entre (0-50)cm são mínimas, da mesma ordem dos erros, pois as flutuações de θ em 10cm são compensadas pelas pequenas amplitudes registradas no restante da camada. Como abaixo de 40cm as flutuações são maiores, as variações na armazenagem vão aumentando na medida em que a integração inclui as profundidades em que as raízes são mais ativas, como (0-170)cm, que inclui o sistema radicular na sua quase totalidade.

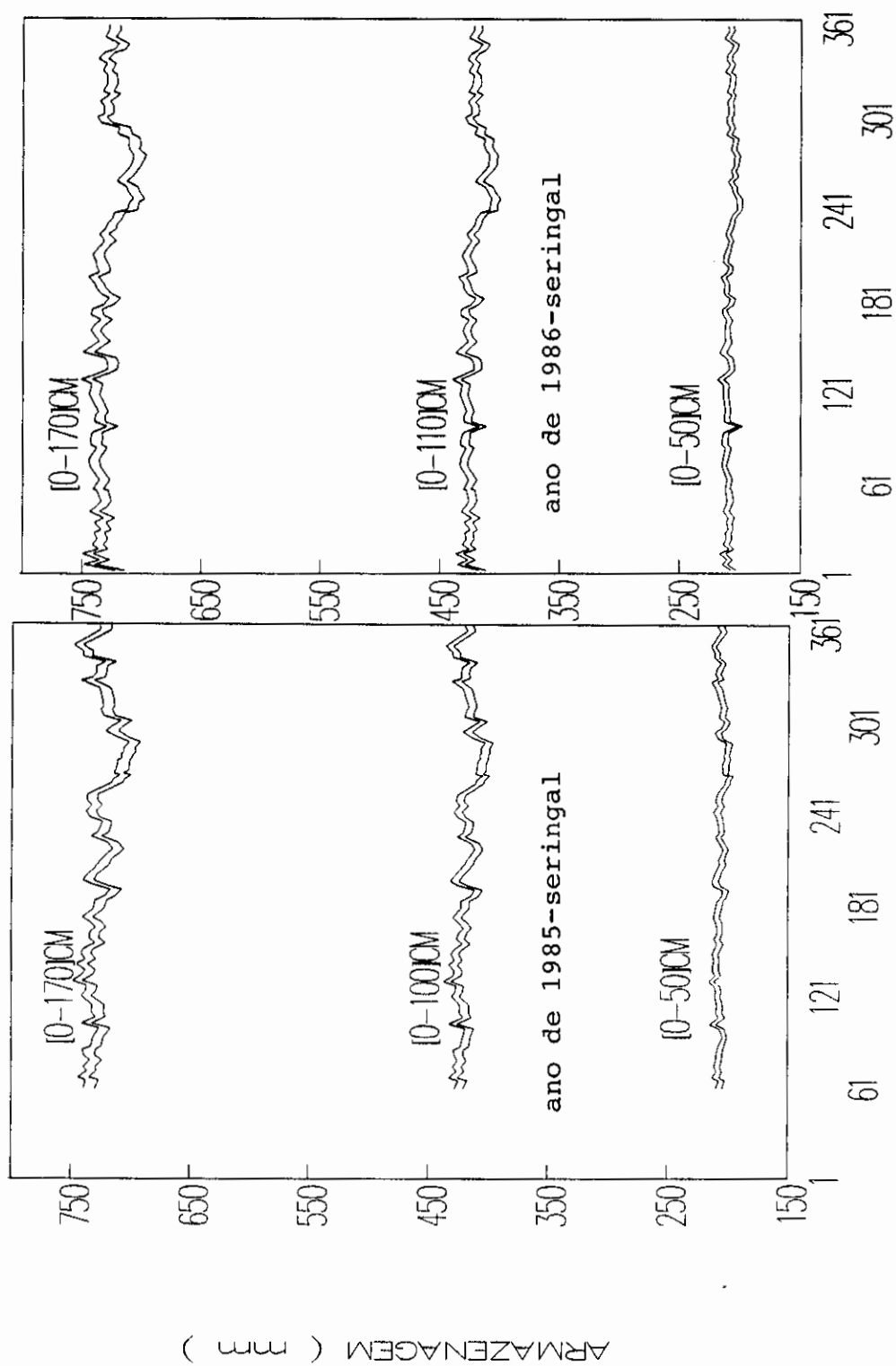


Fig. 4.8 - Armazenagem de água por camadas de solo, no seringal, em 1985 e 1986.

Na Tabela 4.2, encontram-se os valores máximos e mínimos de A_z , observados nos dois anos, além do grau de saturação(G), definido no item (3.1.3).

TABELA 4.2 - VALORES MÁXIMOS E MÍNIMOS DE ARMAZENAGENS (A), ERRO TOTAL (E), EM MM, E GRAU DE SATURAÇÃO (G), EM (%), OBSERVADOS NO SERINGAL

| Camada | 10/05/85 | | | 15/10/85 | | |
|---------|----------|-------|----|----------|-------|----|
| | A_z | E_T | G | A_z | E_T | G |
| (0-50) | 213,4 | 1,90 | 76 | 199,0 | 2,43 | 71 |
| (0-100) | 433,8 | 2,96 | 79 | 399,6 | 3,46 | 73 |
| (0-170) | 744,6 | 4,09 | 80 | 697,0 | 4,71 | 75 |
| | 06/05/86 | | | 02/09/86 | | |
| (0-50) | 216,1 | 2,51 | 71 | 200,4 | 2,43 | 72 |
| (0-100) | 435,6 | 3,40 | 79 | 402,6 | 3,62 | 73 |
| (0-170) | 746,2 | 4,51 | 80 | 702,8 | 4,56 | 76 |

Os valores do grau de saturação (G), da Tabela 4.2, foram bastante elevados no solo do seringal e mesmo no período seco foram superiores a 70%. As diferenças entre as armazenagens máximas e mínimas na camada de (0-170)cm foram 47,6mm e 43,4mm, em 1985 e 1986, ou, em termos dos totais anuais de precipitação, inferiores a 2%, indicando, que a umidade no solo do seringal é um fator de menor importância no balanço hídrico, ao contrário das regiões semiáridas e sub-úmidas (Musiak et al., 1988).

Durante a estação seca de 1985, o período de 13/09 à 15/10 apresentou pequenas precipitações, caracterizando um ciclo de secamento do solo ininterrupto, cujas variações nas armazenagens (ΔA_z), erros totais (E_T) e coeficientes de variação (CV) foram:

| camadas cm | ΔA_z mm | $\pm E_T$ mm | CV % |
|---------------|--------------------|-----------------|---------|
| 0-50 | -5,7 | 3,5 | 62 |
| 0-100 | -17,0 | 4,9 | 29 |
| 0-170 | -27,4 | 6,6 | 24 |

indicando, que na camada de (0-170) cm, a retirada de água do solo foi equivalente a $(-27,4 \pm 6,6)$ mm. Durante este período, a precipitação acumulada foi de 52,7mm, logo os processos de evapotranspiração ou evaporação, e drenagem, resultaram na remoção de ≈ 80 mm de água. Como as precipitações não foram intensas e o solo estava mais seco, a drenagem pode ser considerada como desprezível, o que implica numa taxa média de evaporação de $(2,5 \pm 0,6)$ mm/dia, que pode ser superior, em função do porte da vegetação, como em Monteny *et al.* (1985), que reportam taxas de evaporação medidas na Costa do Marfim entre 1 e 5mm/dia, durante a época seca e úmida, respectivamente, numa plantação de 19 anos e 24m de altura.

4.3.3 - A UMIDADE NO SOLO DA FLORESTA DE TERRA FIRME EM 1985 e 1986

Na floresta, ao contrário do seringal, as taxas de interceptação da chuva e transpiração não são afetadas de forma significativa pela senescência foliar, devido à diversidade de espécies. O fator condicionante com relação a umidade do solo é a frequência das precipitações e a sua eficiência.

Através das Figuras 4.9 e 4.10, que representam as séries temporais de umidade por camada de solo, durante 1985 e 1986, observa-se que decréscimos acentuados ocorrem ao longo da estação chuvosa em resposta a estiagens, como em janeiro e março de 1985 (Figura 4.9) e abril em 1986 (Figura 4.10), de acordo com os períodos assinalados no item (4.2).

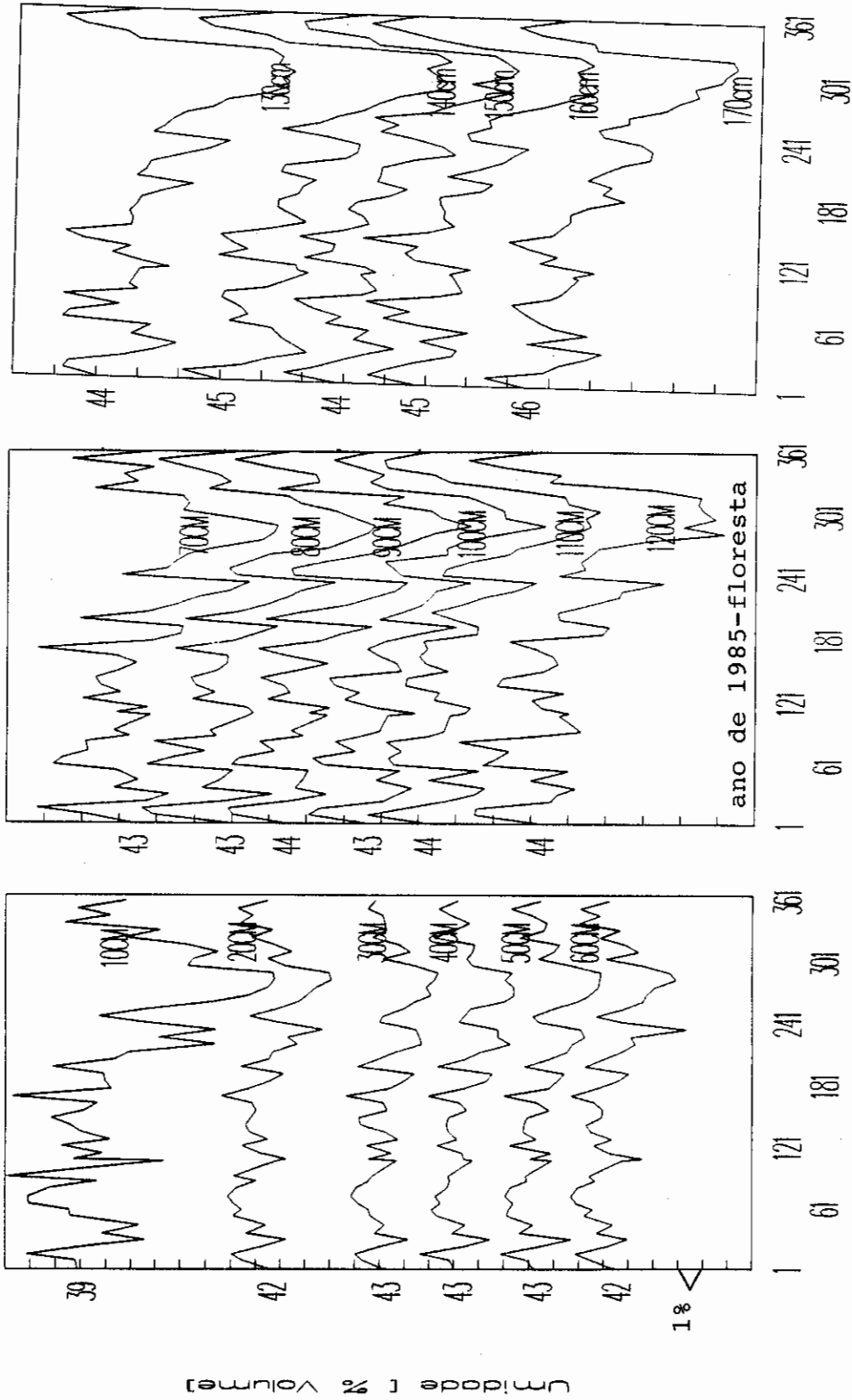


Fig. 4.9 - Variação da umidade no solo da floresta relativa a observação inicial, em função da profundidade, ao longo de 1985.

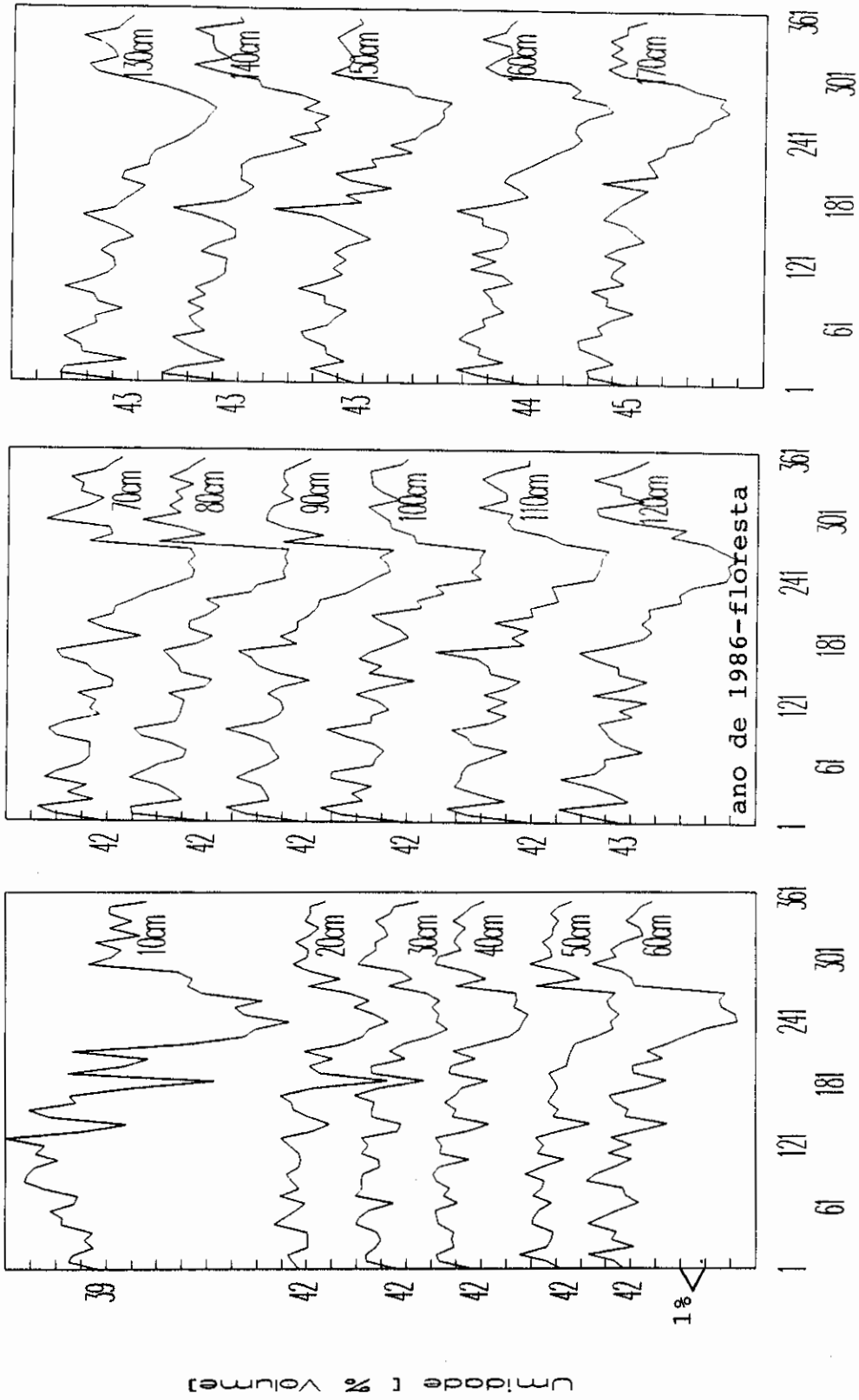


Fig. 4.10 - Variação da umidade no solo da floresta relativa a observação inicial, em função da profundidade, ao longo de 1986.

A estação seca em 1985 teve início no mês de julho, sendo interrompida ao final de agosto, e prolongou-se até dezembro, quando as reservas de água atingiram valores característicos da época úmida.

No ano de 1986, o período mais úmido foi marcado pela ausência de estiagens, o que elevou os níveis de umidade no solo, cujo máximo foi atingido em maio (Figura 4.10). A estação seca teve início em julho, e se prolongou até outubro, com variações significativas na umidade, num ano considerado mais úmido, com base no total anual de precipitação (item 4.2).

A absorção radicular abrange todo o perfil de solo analisado, desde a superfície até 170 cm. Nas camadas mais profundas, os decréscimos na umidade em relação à observação inicial são da ordem de 4 a 5 %, durante a estação seca, quando cessa a drenagem interna. Esta se verifica no período mais úmido, através do lento decréscimo da umidade.

As quantidades de água retirada na camada de (20-50)cm são menores (2 - 3 %), embora sejam significativas, ao contrário do seringal. Segundo Chauvel et al. (1987), 85% da biomassa de raízes absorvedoras ($\phi < 1$ mm) se encontra entre (0-40) cm, e os restantes 15%, distribuídos na camada de (40-160) cm; portanto, a água contida na camada de (20-50) cm deve ser menos disponível, e a absorção passa a ser maior nas camadas mais profundas.

A eficiência da precipitação pode ser exemplificada através de três períodos durante 1985. No primeiro, em abril, um total de 25,5mm de chuva só atingiu os 20cm superficiais do solo; no segundo período, no mês de junho, 64,3mm foram suficientes para atingir

100cm, e por último, quando o solo se encontrava mais seco, durante setembro, um total de 30,8mm reumedeceu todo o perfil, como se observa através do pico nos valores de umidade em todas as camadas (Figura 4.9), provocando perdas mínimas na precipitação.

As perdas através dos processos de escoamento superficial, sub-superficial e drenagem profunda dependem da umidade do solo, que é elevada apesar das flutuações ao longo do ano. As estimativas encontradas em Salati (1987), indicam que 25% da precipitação total deixa o solo da floresta pelo escoamento. Num estudo de 8 bacias hidrográficas na Guiana, Roche (1982) reporta valores de escoamento total de 53% a 57% da precipitação anual, ou 2 vezes superiores aos valores de Salati (1987). Em ambos os casos, os percentuais são significativos, representando processos que não podem ser desprezados, à não ser, sob condições particulares, como no caso do secamento do solo e redução da condutividade hidráulica, que torna as perdas desprezíveis (Reichardt, 1988).

4.3.4 - A ÁGUA ARMAZENADA NO SOLO DA FLORESTA DE TERRA FIRME EM 1985 e 1986

As variações das armazenagens na floresta (Figura 4.11), distintamente do seringal, foram significativas mesmo na camada de (0-50) cm, que também apresenta limitações quanto à disponibilidade de água. As variações são proporcionais ao aumento da camada integrada, indicando que na floresta as raízes ativas se distribuem por todo o perfil.

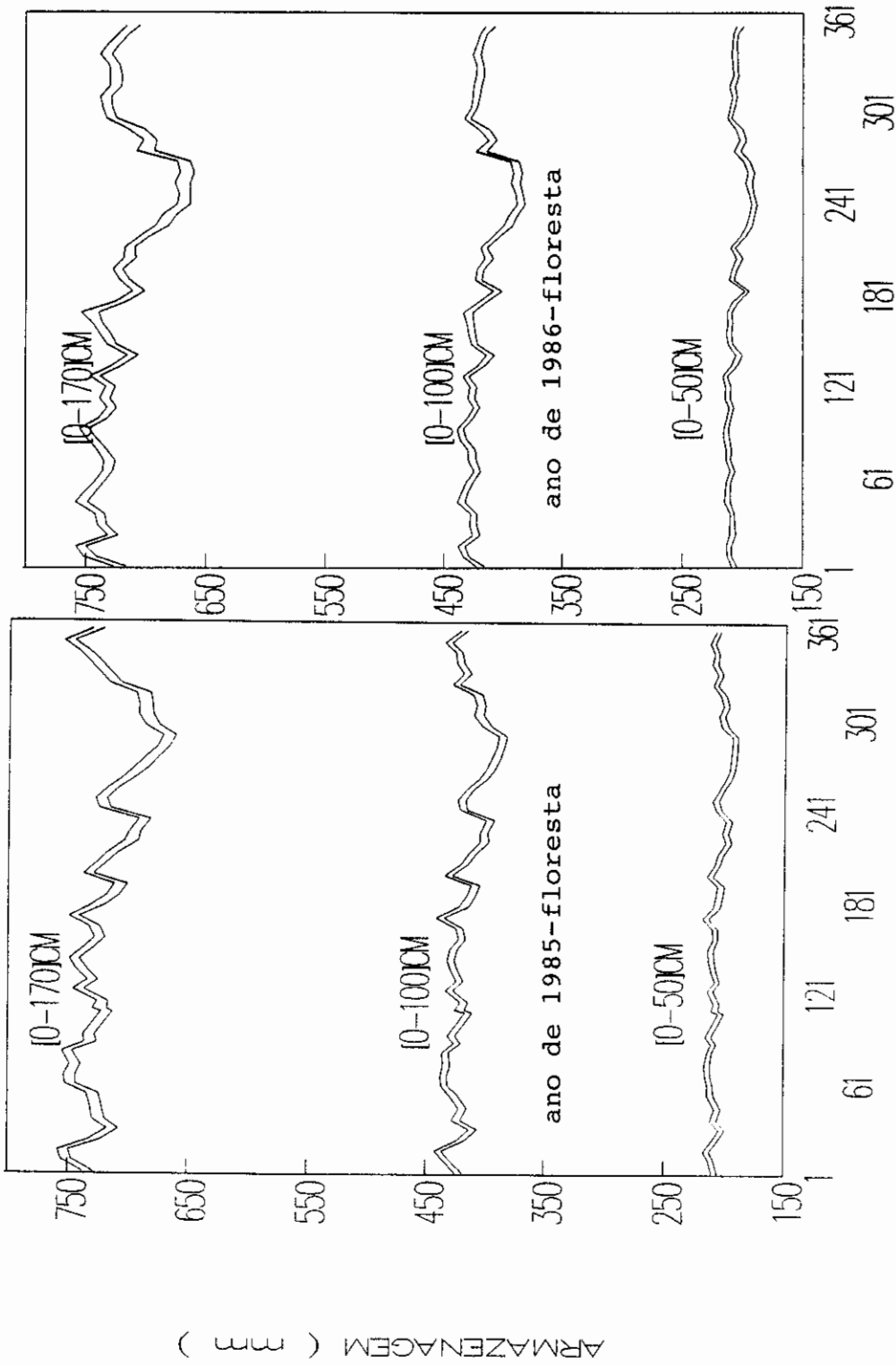


Fig. 4.11 - Armazenagem de água por camadas de solo, na floresta, em 1985 e 1986.

Na Tabela 4.3 , temos as armazenagens (A_z) e os graus de saturação (G) por camadas, para os períodos úmido e seco observados nos dois anos.

Também na floresta, o grau de saturação é elevado, superior a 58% na camada de (0-50) cm, e a 65%, se considerarmos todo o perfil de solo; mesmo assim é inferior ao observado no seringal. As variações na armazenagem entre os períodos seco e úmido, na camada de (0-170) cm, foram 88,0mm em 1985, e 85,3mm em 1986, que representam 4% e 3% dos totais anuais de precipitação registrados.

TABELA 4.3 - VALORES MÁXIMOS E MÍNIMOS DE ARMazenagens (A_z), ERRO TOTAL (E_T), EM MM, E GRAU DE SATURAÇÃO (G), EM (%), OBSERVADOS NA FLORESTA

| Camada | 16/01/85 | | | 16/10/85 | | |
|---------|----------|-------|----|----------|-------|----|
| | A_z | E_T | G | A_z | E_T | G |
| (0-50) | 214,6 | 2,38 | 65 | 191,6 | 2,20 | 58 |
| (0-100) | 439,2 | 2,83 | 72 | 385,9 | 3,28 | 63 |
| (0-170) | 753,8 | 4,38 | 74 | 665,8 | 5,15 | 65 |
| | 13/02/86 | | | 27/08/86 | | |
| (0-50) | 212,5 | 2,40 | 65 | 190,6 | 2,13 | 58 |
| (0-100) | 434,9 | 3,24 | 71 | 385,0 | 3,27 | 63 |
| (0-170) | 753,6 | 4,90 | 74 | 668,0 | 5,20 | 66 |

Comparando-se os valores das Tabelas 4.2 e 4.3 observa-se que a floresta utiliza mais as reservas de água do solo, pois durante a estação seca as pequenas precipitações são, na maior parte, interceptadas pelo dossel , não atingindo a superfície, o que não ocorre no seringal. Além deste fato, a capacidade de armazenagem do solo sob a floresta é maior, devido à maior porosidade em relação ao seringal.

Com relação às variações nas armazenagens durante a estação seca de 1985, observou-se um período de secamento entre 11/09 e 16/10, cujas variações de ΔA_z e os erros associados foram:

| camada cm | ΔA_z — mm — | $\pm E_T$ | CV % |
|--------------|------------------------|-----------|---------|
| 0-50 | -15,9 | 3,0 | 19 |
| 0-100 | -34,5 | 4,4 | 13 |
| 0-170 | -57,0 | 7,0 | 12. |

Apesar da menor absorção de água pela vegetação na camada de (20-50) cm, o valor de ΔA_z é aproximadamente 3 vezes superior ao encontrado no seringal, entre (0-50) cm, e 2 vezes maior se considerarmos todo o perfil.

O valor de -57,0mm, que representa a variação na armazenagem entre (0-170)cm, é comparável a -69,0mm, estimado através dos perfis de umidade encontrados em Guehl (1984), no solo sob a floresta da Guiana, se for tomado um erro de 12% correspondente ao coeficiente de variação, conforme as estimativas anteriores, relativas à ΔA_z na floresta (Ducke).

Durante o período de secamento do solo sob a floresta, o total de precipitação foi de 61,1mm; sob a hipótese de que a drenagem seja desprezível, devido à baixa condutividade hidráulica do solo mais seco, a evaporação total seria equivalente à 118,1mm, correspondendo à uma taxa média de (3,4±0,4) mm/dia. Shuttleworth *et al.* (1987), através de métodos micrometeorológicos, obtiveram uma taxa de evapotranspiração igual a 3,6mm/dia.

De acordo com Shuttleworth *et al.* (1987), a evaporação da floresta representa cerca de 50% da precipitação, logo em 1985 o valor relativo à evaporação

seria de 1217mm, e os restantes 50% teriam sido utilizados nos processos de escoamento e drenagem. No seringal, o total de evaporação (80,1mm) durante o período seco de 1985, foi 32% menor em relação à floresta (118,1mm), e supondo-se que esta diferença se mantenha ao longo do ano, a evaporação estimada no seringal seria equivalente a 828mm, em 1985; e 1704mm corresponderiam à drenagem e escoamento, implicando num aumento na produção anual de água pelo seringal de 487mm.

Segundo Bosch e Hewlett(1982), alterações de 10% na cobertura de áreas vegetadas por coníferas e eucaliptos, implicaram em variações na produção anual de água de 40mm e de 10 a 25mm no caso de áreas contendo decíduas. Sómente no intervalo de 2200 a 2400mm de precipitação anual, foram reportados aumentos de 400 a 700mm, devido à remoção de 100% da cobertura de coníferas. Com base na densidade de plantas no seringal, 476 indivíduos/ha, e na floresta, 538 indivíduos/ha, a diferença seria de 11%, insuficiente para provocar a variação estimada de 487mm/ano, a não ser que os valores de biomassa sejam comparados, implicando numa redução da área coberta por vegetação bem maior entre o seringal e a floresta.

4.4 - OS POTENCIAIS TOTAIS(ψ) E A DISPONIBILIDADE DA ÁGUA NO SOLO

A análise das séries temporais de umidade (item 4.3), não pode ser usada para descrever os movimentos da água no interior do solo. Mesmo nas camadas em que as variações nas armazenagens sejam desprezíveis, sugerindo a inexistência de fluxos, estes podem ocorrer sob a forma de equilíbrio, através do balanço das entradas e saídas de água na camada ("steady-state").

Sómente com base nos potenciais totais (ψ), pode-se definir a direção dos fluxos de água, além da sua magnitude, pois a densidade de fluxo é proporcional ao gradiente do potencial. Assume-se que os movimentos da água no solo só ocorram na direção vertical, o que implica na hipótese de que os $\nabla\psi$ horizontais sejam muito menores em relação aos $\nabla\psi$ verticais.

4.4.1 - OS POTENCIAIS TOTAIS E A DISPONIBILIDADE DA ÁGUA NO SOLO DO SERINGAL EM 1985 e 1986

Nas Figuras 4.12 são apresentados os potenciais totais de água no solo, para algumas profundidades, durante os anos de 1985 e 1986. Como os tensiômetros deixam de operar quando os ψ_H atingem $-800\text{cmH}_2\text{O}$, o limite de $-1000\text{cm H}_2\text{O}$ foi adotado.

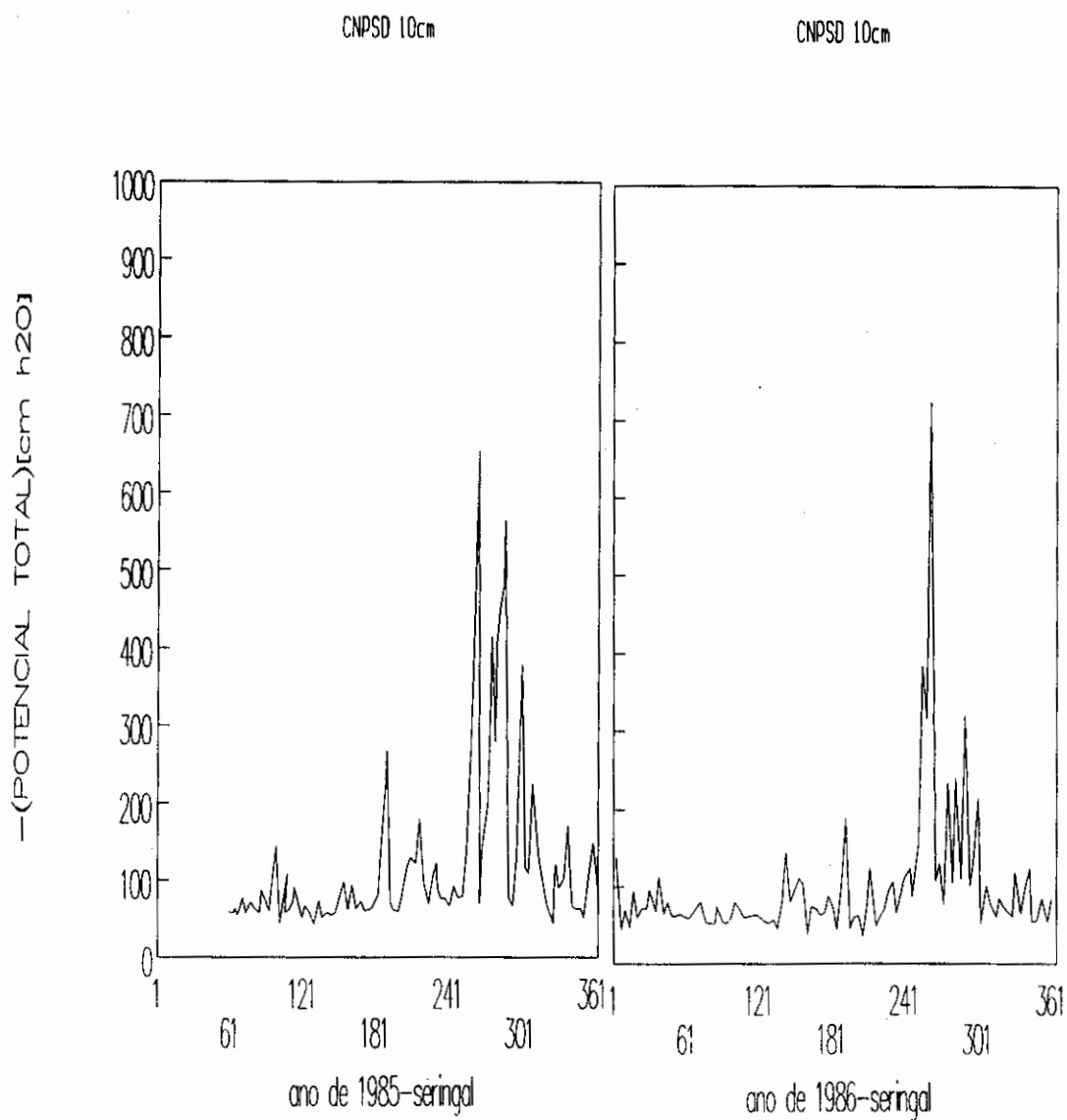


Fig. 4.12 - Potenciais totais da água no solo do seringal em 1985 e 1986, nas profundidades de: 10,30,50,90,130 e 170cm.

(continua)

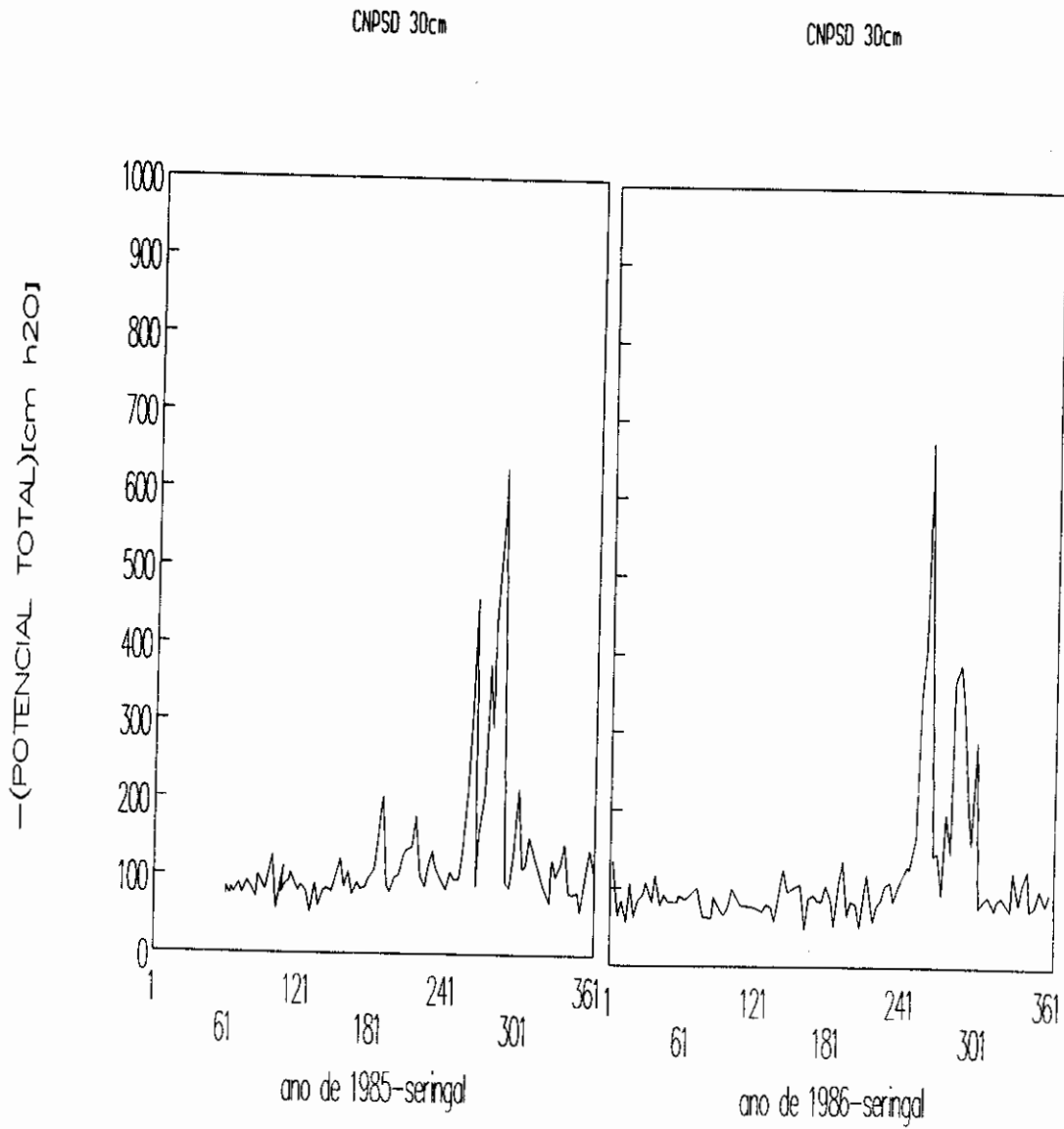


Fig. 4.12 - Continuação.
(continua)

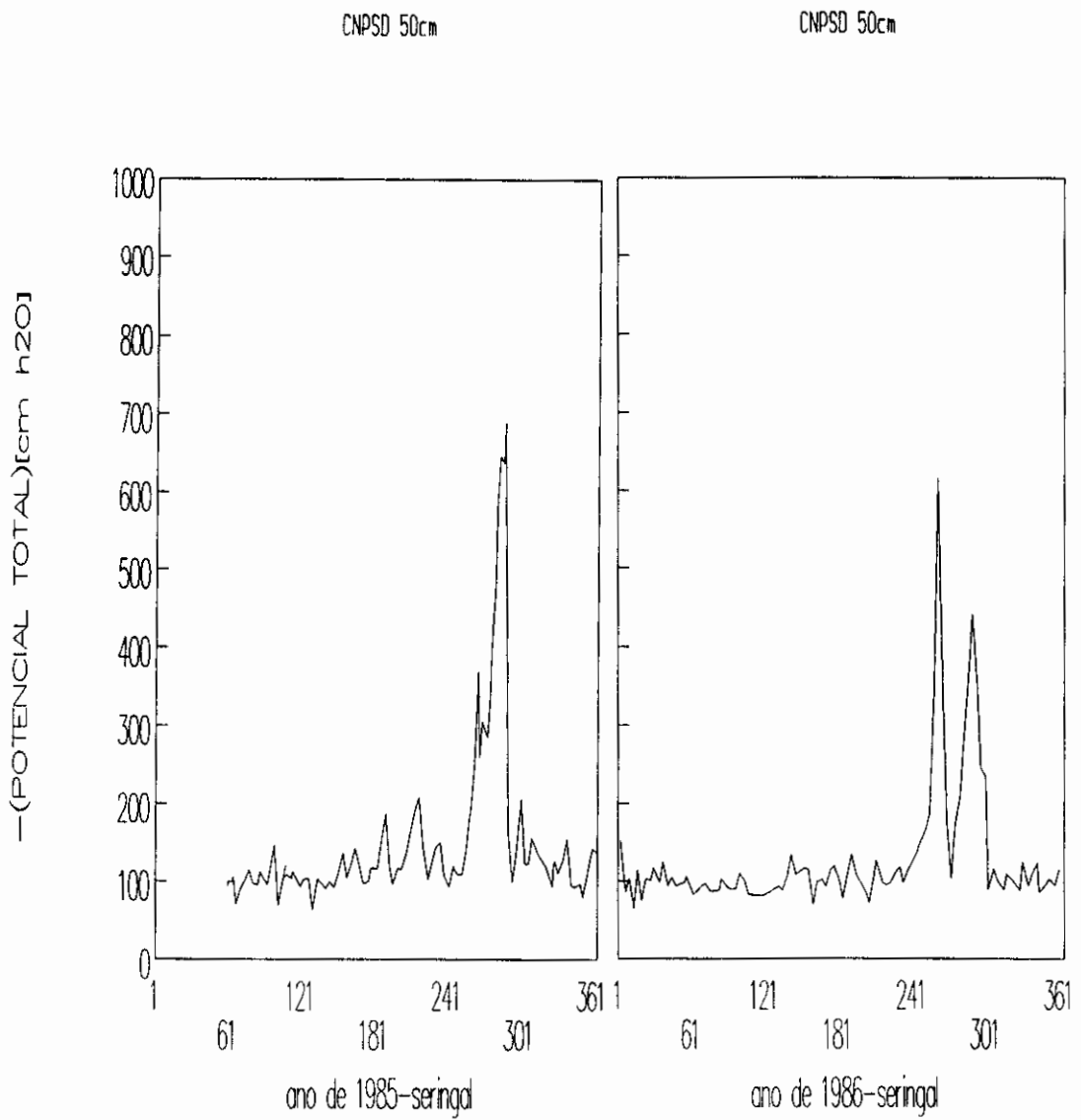


Fig. 4.12 - Continuação.
(continua)

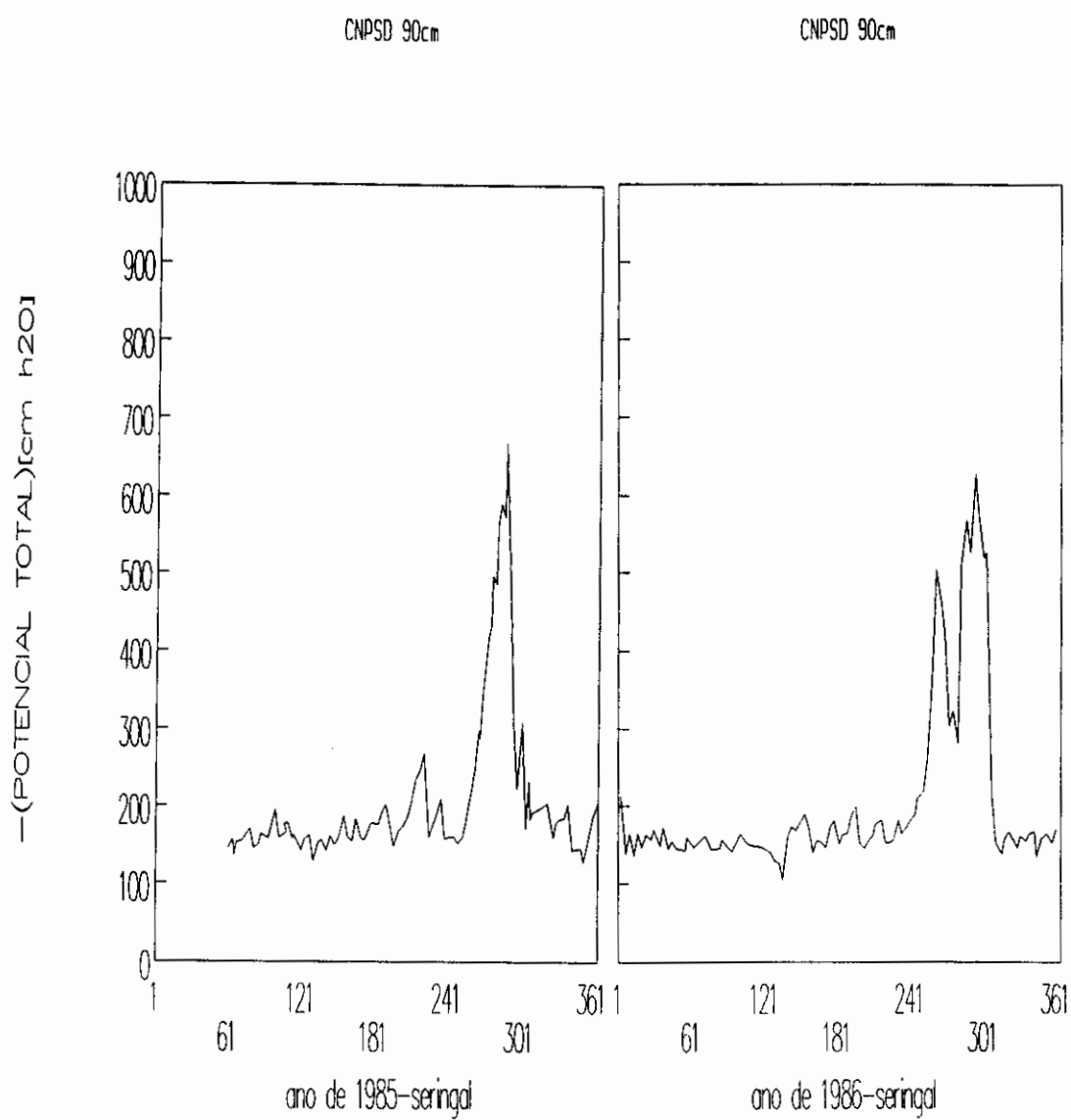


Fig. 4.12 - Continuação.
(continua)

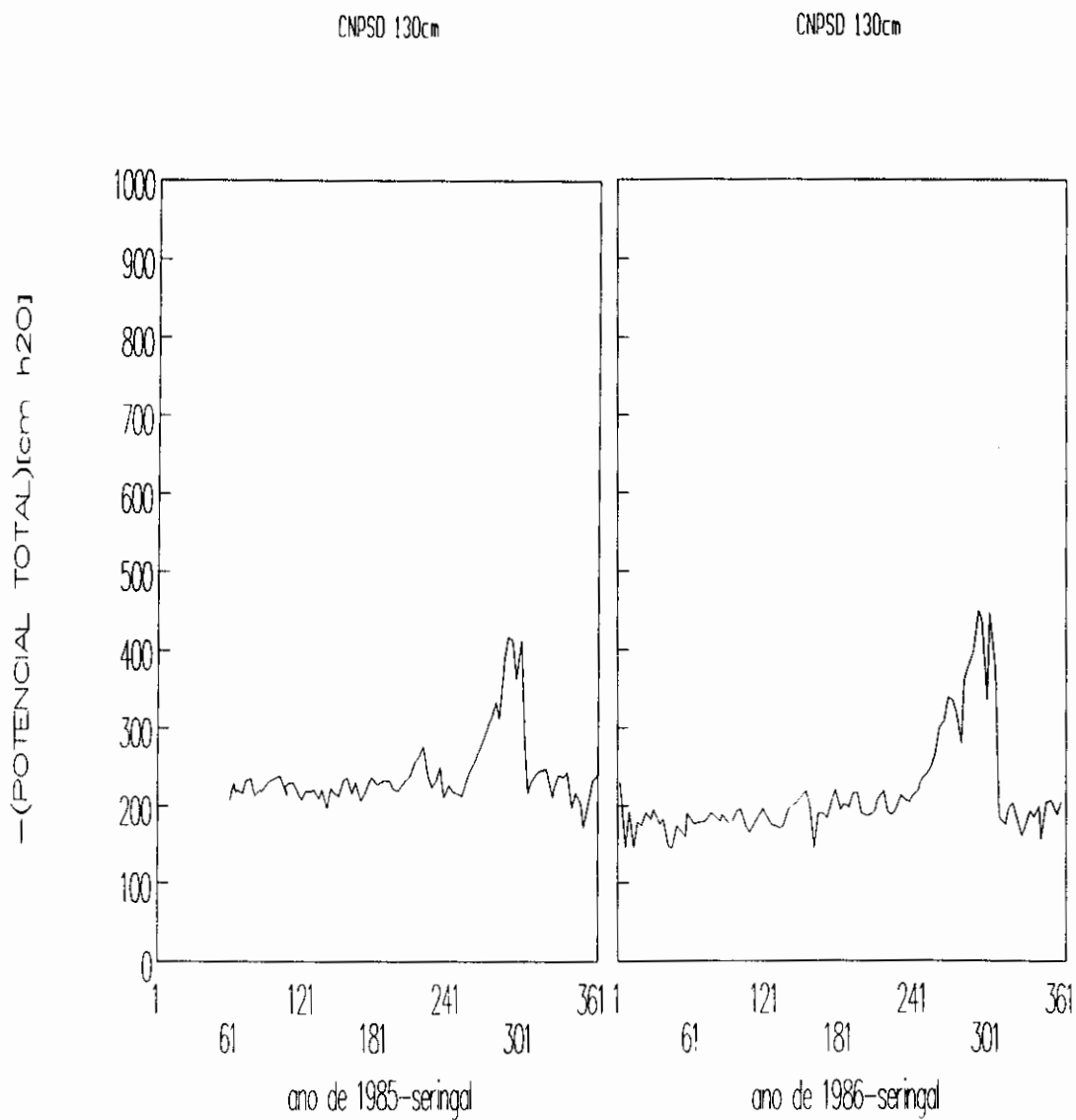


Fig. 4.12 - Continuação.
(continua)

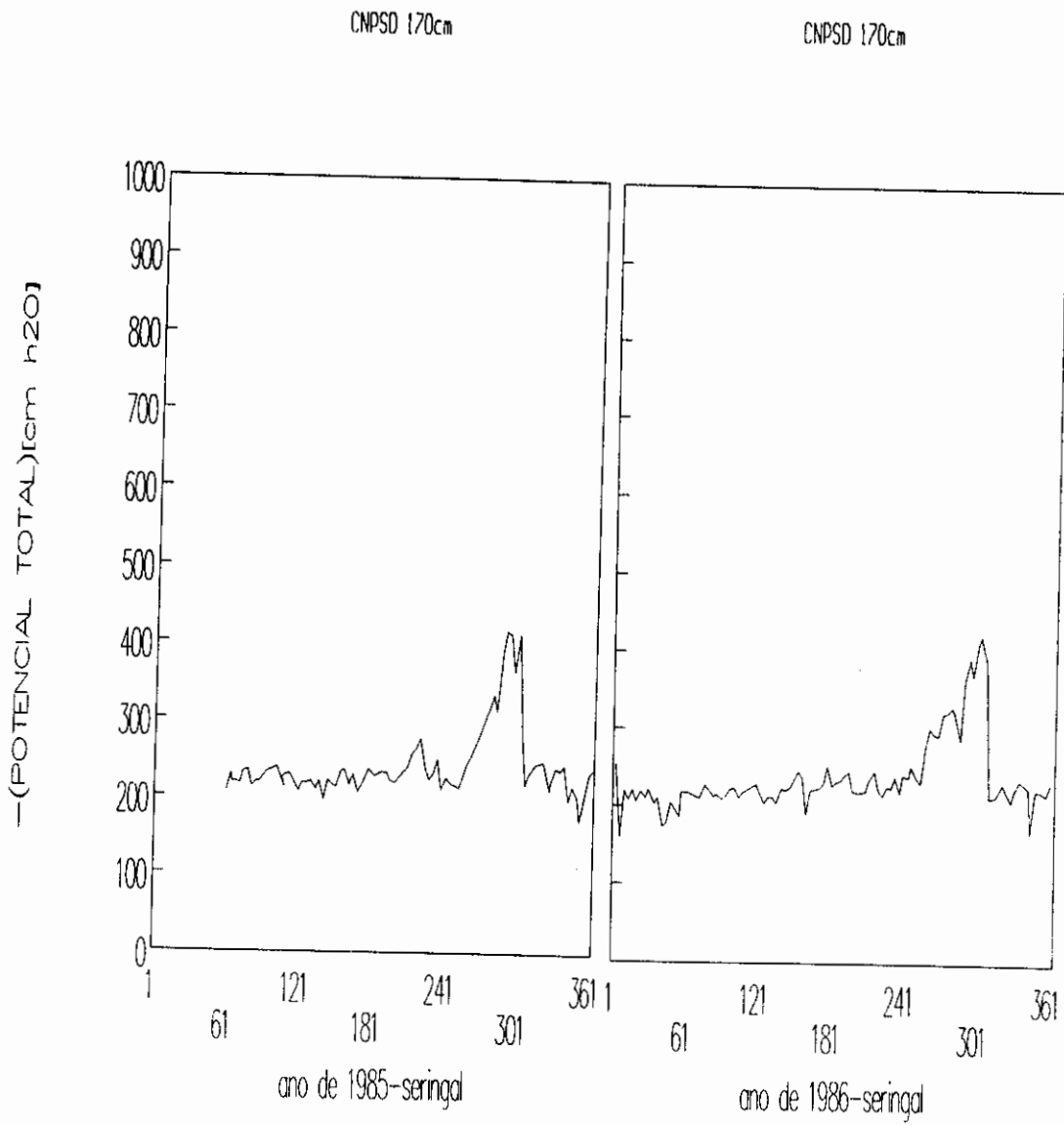


Fig. 4.12 - Conclusão.

A separação entre a estação úmida e seca é marcante nas Figuras 4.12 , cujos valores de ψ indicam a drenagem através do perfil de solo durante 10 meses do ano, pois os ψ diminuem com a profundidade. Só nos dois meses mais secos, ou com chuvas menos freqüentes, cessa a drenagem, e os $\nabla\psi$ se intensificam, definindo pontos de ψ máximos no perfil ou o Plano de Fluxo Nulo (PFN), acima do qual todo o movimento da água ocorre no sentido da superfície, e abaixo, para as camadas mais profundas.

Durante a fase mais úmida (novembro a agosto), o secamento parcial das camadas superficiais (0-50)cm foi observado, quando ocorreram pequenas estiagens. Na maior parte do tempo, o $\nabla\psi$ entre (0-170) cm foi da ordem de $-1,6 \text{ cmH}_2\text{O/cm}$. Como o gradiente da componente gravitacional(ψ_g) é $-1\text{cmH}_2\text{O/cm}$, conforme a definição do Capítulo 2, a componente gravitacional foi mais importante durante este extenso período do ano, promovendo a drenagem interna do excesso de precipitação, detectada nas séries temporais de umidade das camadas mais profundas (item 4.3.1).

Durante o período seco a drenagem praticamente cessou, e os ψ aumentaram com a profundidade na camada de (0-130) cm, observando-se valores mínimos de ψ próximo à superfície, que são da ordem de $-800\text{cmH}_2\text{O}$. O valor máximo de ψ , que se encontra em 50cm na metade de setembro de 1985, atingiu a profundidade de 150cm em outubro. Durante 1986 o mesmo foi observado, mas entre os meses de agosto e setembro.

O deslocamento do PFN implica no aumento progressivo da camada de solo explorada pelas raízes ativas, cuja variação temporal pode ser melhor visualizada nas Figuras 4.13, para o ano de 1985, e que possibilitam a definição de três fases :

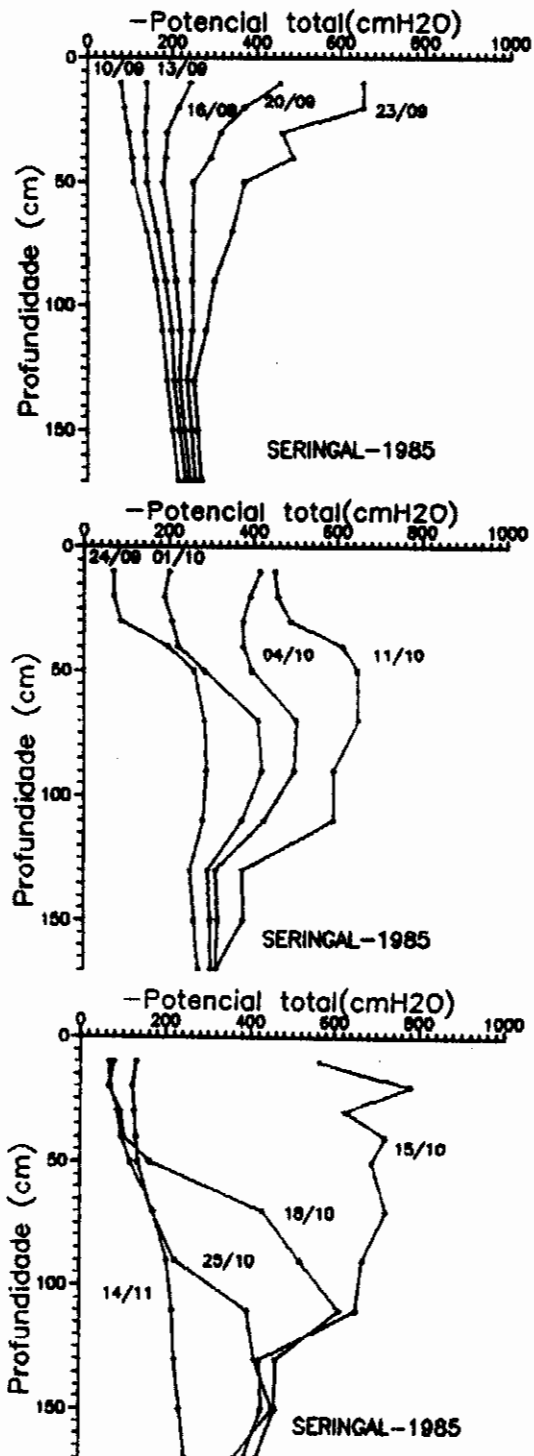


Fig. 4.13 - Potenciais totais da água no solo do seringal em 1985.

a) um período típico da época de estiagem, ou chuvas esporádicas de pequena magnitude. A drenagem foi nula nos primeiros 50cm de solo em 13/09, e o PFN foi observado em 50cm (16/09), atingindo 150cm em 23/09, quando todo o movimento de água se dirigiu à superfície;

b) a ocorrência de chuvas recuperou parcialmente as reservas de água na camada de (0-70)cm, mas não foram suficientes para atingir as maiores profundidades. Houve um sumidouro de água entre (70-90) cm, pois os fluxos de água se dirigiram para este nível. Enquanto os ψ acima de 50cm foram maiores, as variações temporais na camada de (50-130) cm foram minimizadas, em função da maior disponibilidade hídrica próximo à superfície, que reduziu as taxas de absorção de umidade pelas raízes. Porém, quando os ψ atingiram aproximadamente $-400\text{cmH}_2\text{O}$, a atividade radicular tornou-se intensa novamente, como em 15/10, comprovando a hipótese de limitação de disponibilidade de água na camada de (20-40)cm;

c) à partir de 18/10, as precipitações mais freqüentes e intensas reumedecem as camadas superficiais, atingindo 90cm em 25/10, até que a situação típica do período chuvoso seja estabelecida, como em 14/11.

As mesmas características descritas nas Figuras 4.13 foram observadas em 1986 no seringal, e não são apresentadas. As diferenças entre os dois anos foram consequência dos períodos mais curtos de estiagem em 1986, que possibilitaram a freqüente recarga de água, produzindo a menor variação temporal de ψ nas camadas mais profundas, e a drenagem.

Durante os períodos mais secos, a diminuição

de ψ nas camadas abaixo de 50cm caracteriza a absorção de água, que se intensifica na medida em que os potenciais nas camadas superficiais são menores, fato descrito no item 4.3.1. A limitação à retirada de água pode ter sido consequência da compactação a que o solo foi submetido, reduzindo a disponibilidade hídrica, através da transformação dos macroporos em microporos (Hillel, 1982).

Através da relação entre os potenciais mátricos (ψ_m) e a umidade (θ), torna-se possível a verificação da hipótese de limitação quanto a absorção de água pelas raízes, apesar da histerese, que faz surgir curvas distintas, segundo o processo de secamento ou molhamento do solo, principalmente nas camadas superficiais (Musiake et al., 1988; Guehl, 1984). Valores de ψ_m e θ correspondentes à períodos sem a ocorrência de chuvas apreciáveis, foram selecionados para a definição do ramo de secamento da curva característica, numa primeira aproximação, através da seguinte relação ajustada pelo método dos quadrados mínimos:

$$\log|\psi_m| = a + b * \bar{\theta} , \quad (4.1)$$

onde a e b são os coeficientes linear e angular respectivamente, e a transformação log foi utilizada para a linearização da relação original.

TABELA 4.4 - COEFICIENTES DA EQUAÇÃO (4.1), EM FUNÇÃO DA PROFUNDIDADE, NO SERINGAL. OS VALORES r E n REPRESENTAM O COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO E O NÚMERO DE PONTOS UTILIZADOS

| Prof. (cm) | a | b | r | n |
|------------|------|-------|-------|----|
| 20 | 22,3 | -49,2 | -0,93 | 17 |
| 30 | 24,8 | -54,7 | -0,96 | 16 |
| 50 | 13,9 | -28,8 | -0,93 | 15 |
| 70 | 12,6 | -25,3 | -0,96 | 16 |

Os coeficientes das curvas características aproximadas (Equação 4.1), para as profundidades de 20, 30, 50 e 70cm são apresentados na Tabela 4.4. A comparação das equações de 30cm e 70cm, que são as extremas, indica que o ponto comum é dado por: $\theta \approx 0,415 \text{cm}^3/\text{cm}^3$ e $\psi_M \approx -126 \text{ cm H}_2\text{O}$. Os valores estimados de ψ_M em 30 e 70cm são próximos quando a umidade é superior à $0,415 \text{cm}^3/\text{cm}^3$; abaixo deste valor, os ψ_M em 30cm decrescem rapidamente em relação à 70cm, como demonstram os seguintes cálculos:

| | | | | | | |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| $\theta (\text{cm}^3/\text{cm}^3)$ | 0,385 | 0,390 | 0,405 | 0,410 | 0,420 | 0,430 |
| $-\psi_M (30\text{cm})$ | 5501 | 2930 | 443 | 236 | 67 | 19 |
| $-\psi_M (70\text{cm})$ | 541 | 541 | 226 | 169 | 94 | 53 |

A compactação, além de diminuir a capacidade de armazenagem através da redução na porosidade total, limita a absorção de água, exatamente nas camadas em que se concentra boa parte do sistema radicular, devido aos níveis de matéria orgânica, conforme a Tabela 3.5. De acordo com Lal (1986), as alterações são mais pronunciadas nas menores tensões, já que sob ψ_M muito baixos as diferenças inexistem, explicando as limitações hídricas sofridas pelas culturas anuais durante a estação seca.

Comparando diferentes métodos de preparo de solo, no mesmo Latossolo amarelo, Corrêa (1985b) conclui que, após três anos de uso intensivo, a camada de (0-20)cm foi a mais afetada, principalmente sob o plantio direto sem aração, após a derrubada mecanizada da floresta. Chauvel et al. (1991), analisando as alterações estruturais em Latossolo amarelo mantido por 7 anos sem cobertura, encontraram transformações irreversíveis na estrutura.

Além da menor quantidade de água disponível nas camadas compactadas, observou-se a redução da capacidade de infiltração e condutividade hidráulica, associadas ao volume de macroporos ou poros não capilares, que são responsáveis pela drenagem, percolação e aeração do solo (Corrêa, 1985b; Medina e Leite, 1985).

4.4.2 - OS POTENCIAIS TOTAIS E A DISPONIBILIDADE DA ÁGUA NO SOLO DA FLORESTA EM 1985 e 1986

As séries temporais de ψ encontram-se nas Figuras 4.14, e são correspondentes aos anos de 1985 e 1986, para algumas profundidades selecionadas. Observa-se o nítido contraste entre os dois anos, na camada de (0-50)cm, durante a estação das chuvas.

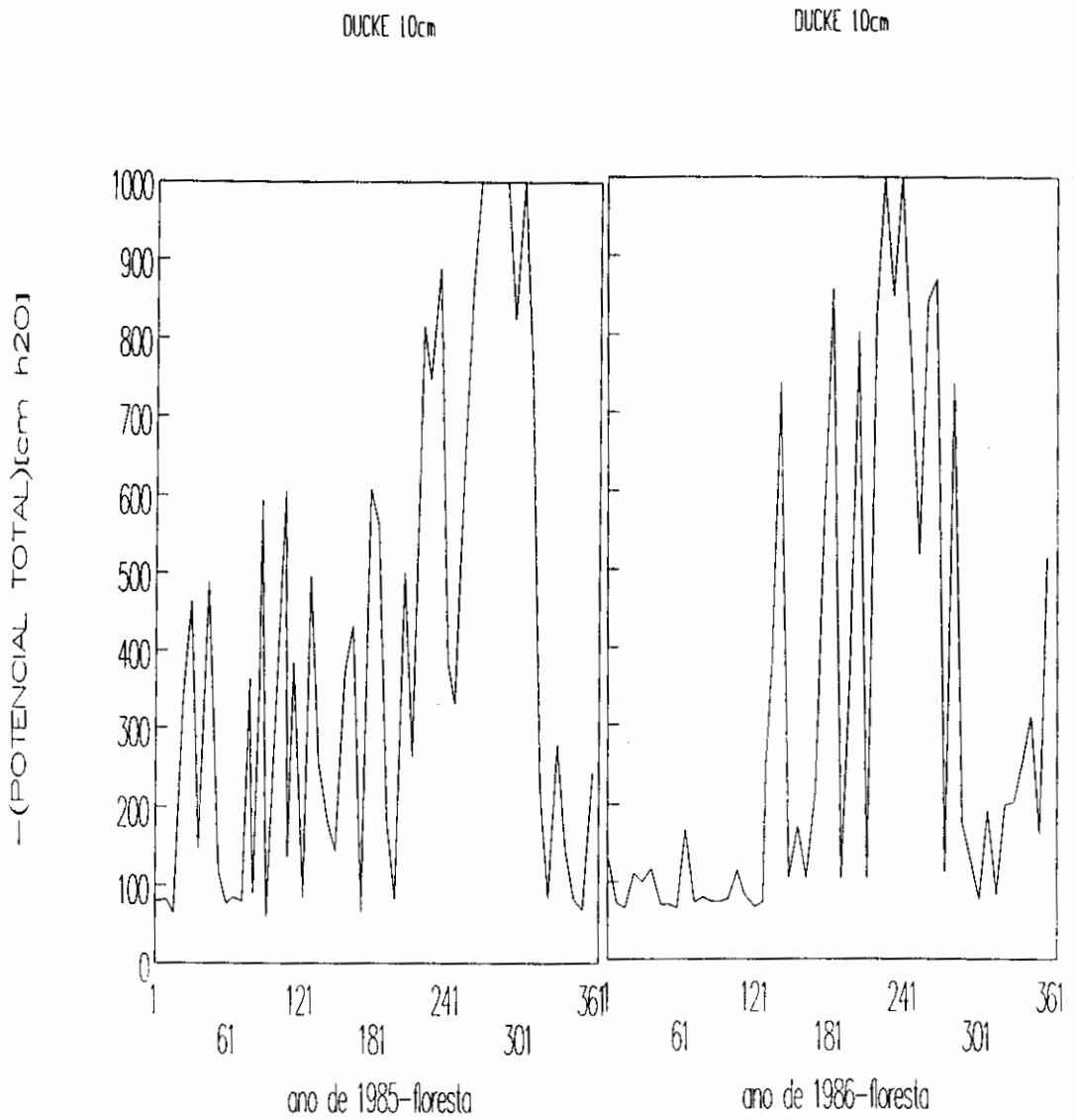


Fig. 4.14 - Potenciais totais da água no solo da floresta em 1985 e 1986, nas profundidades de: 10,30,50,90,130 e 170cm.

(continua)

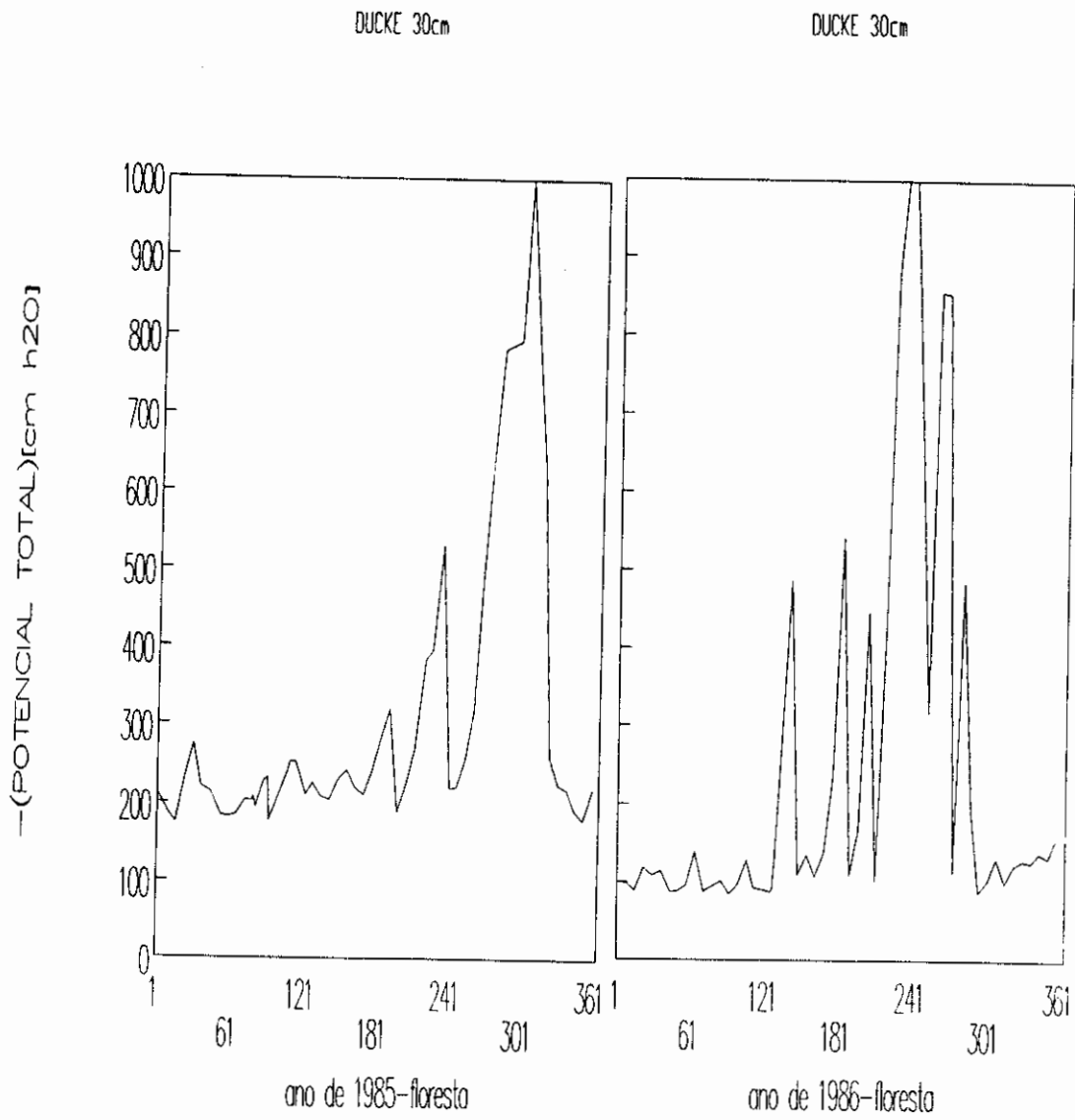


Fig. 4.14 - Continuação.
(continua)

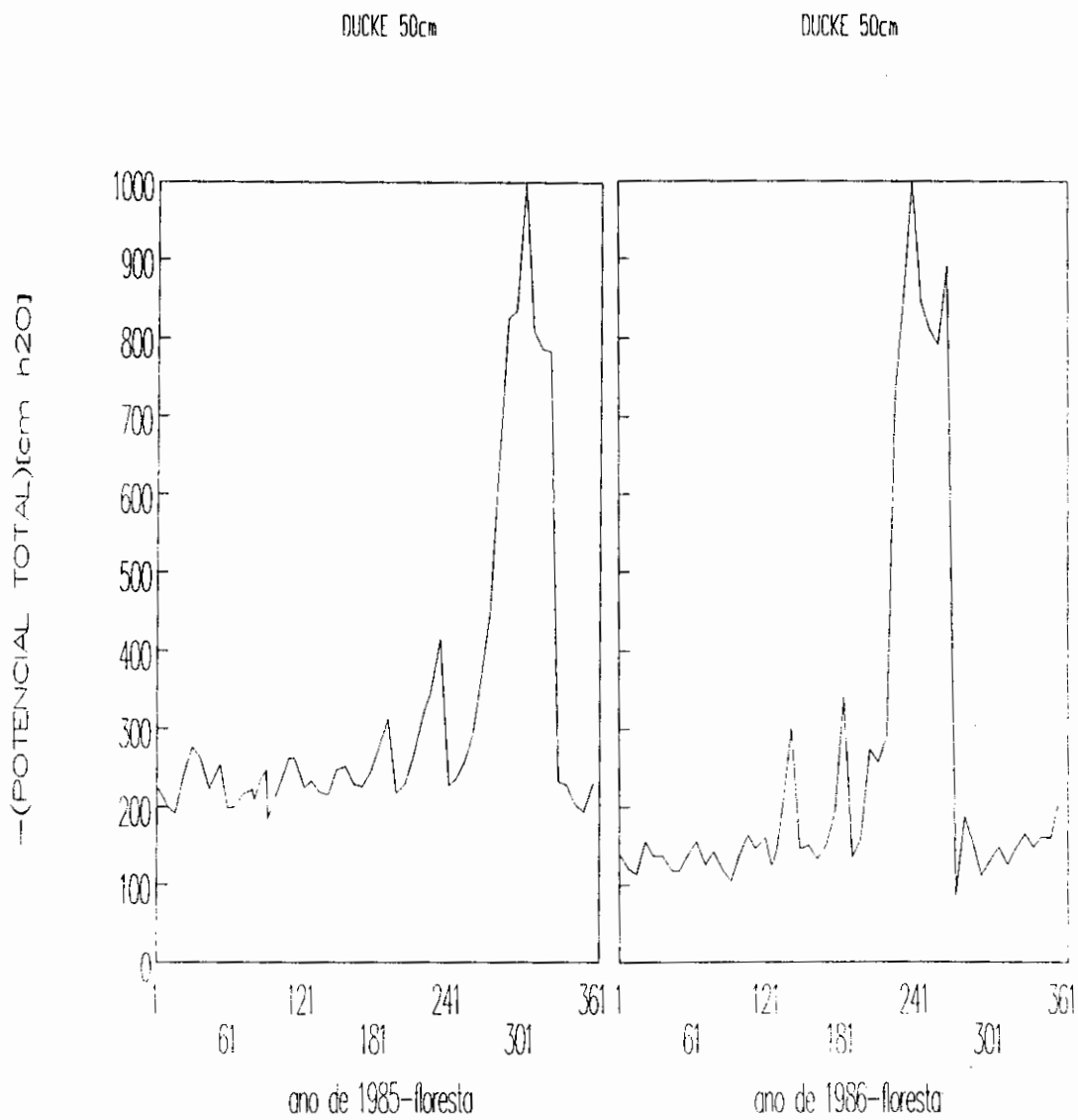


Fig. 4.14 - Continuação.
(continua)

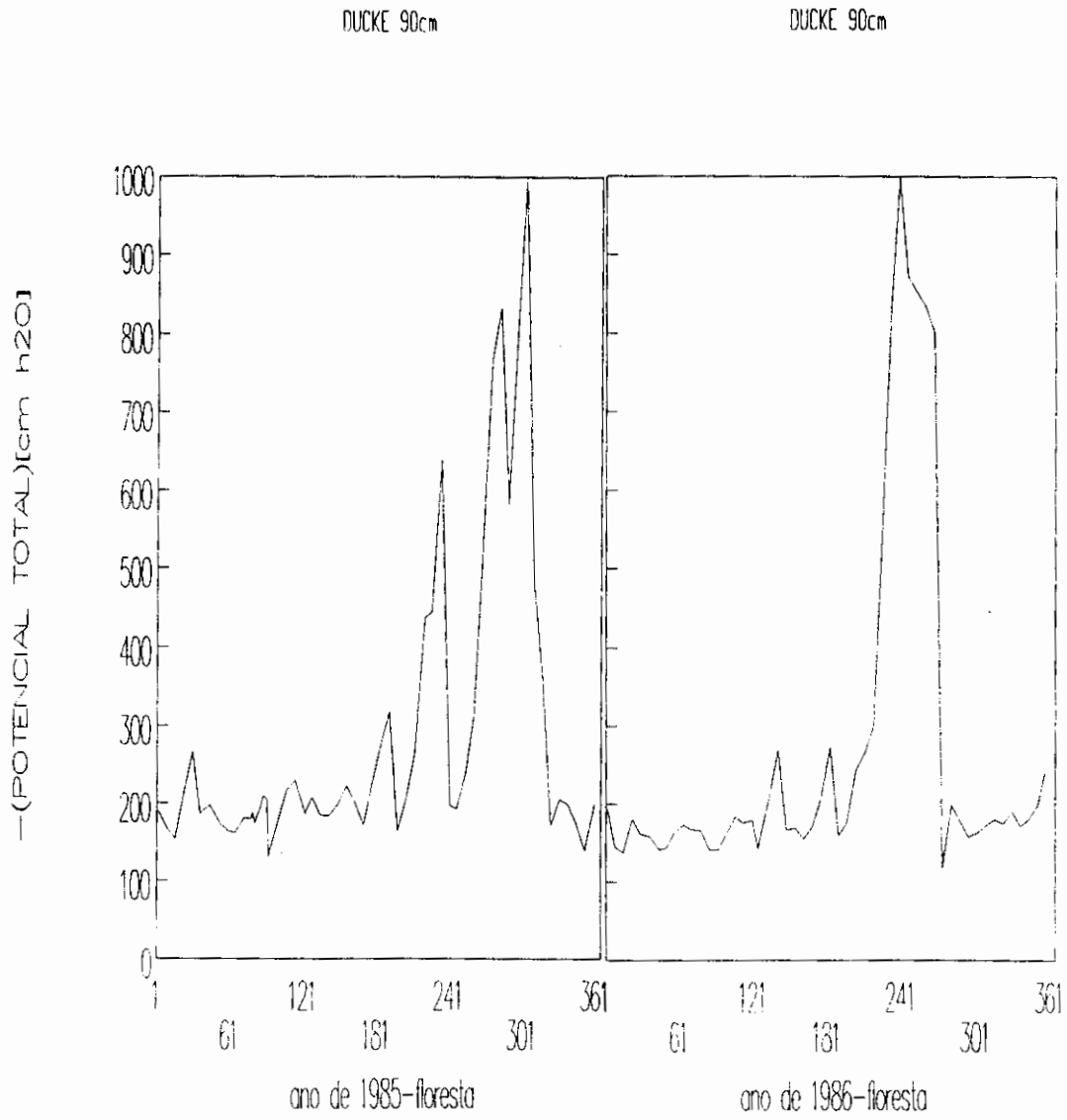


Fig. 4.14 - Continuação.
(continua)

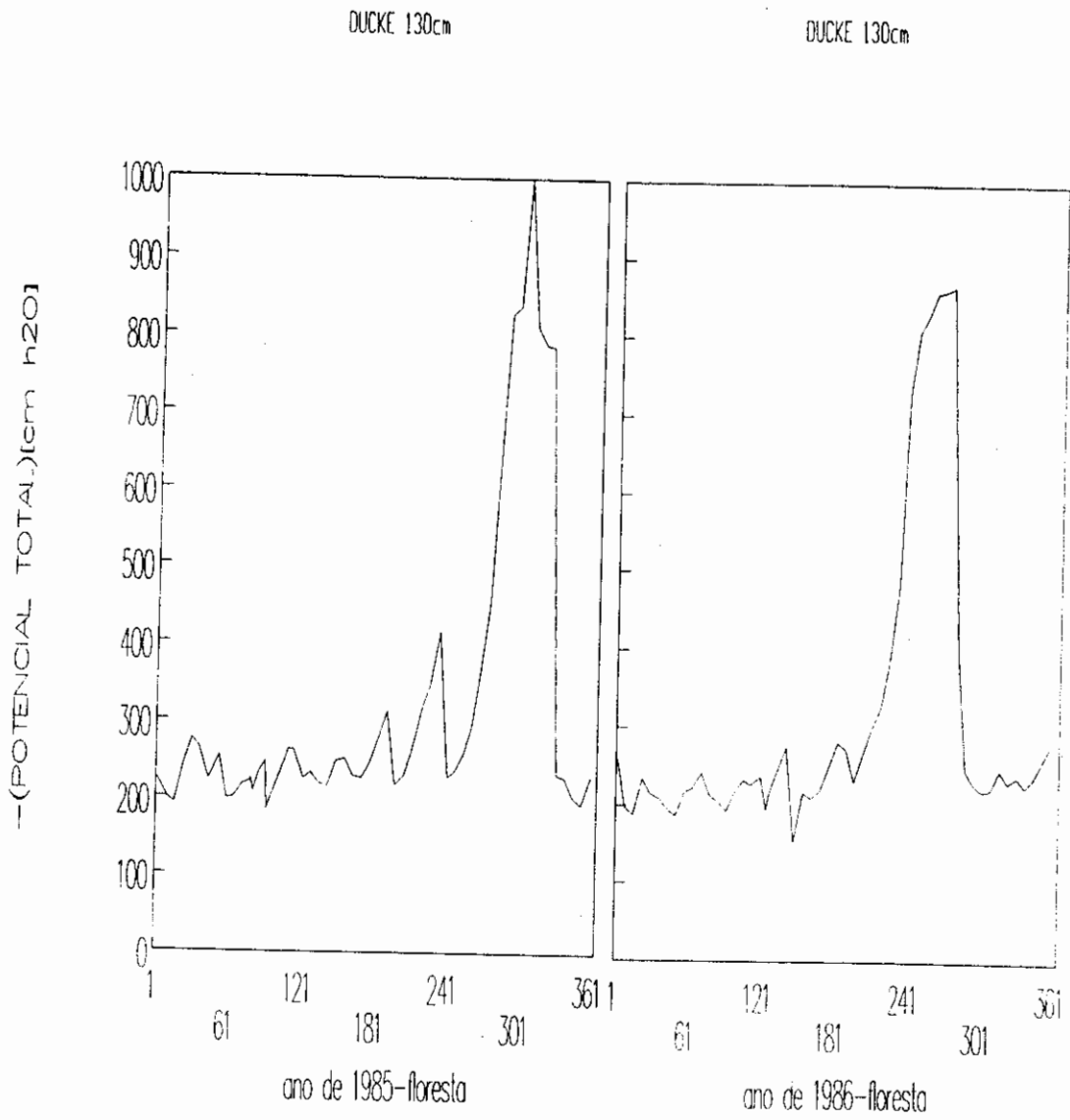


Fig. 4.14 - Continuação.
(continua)

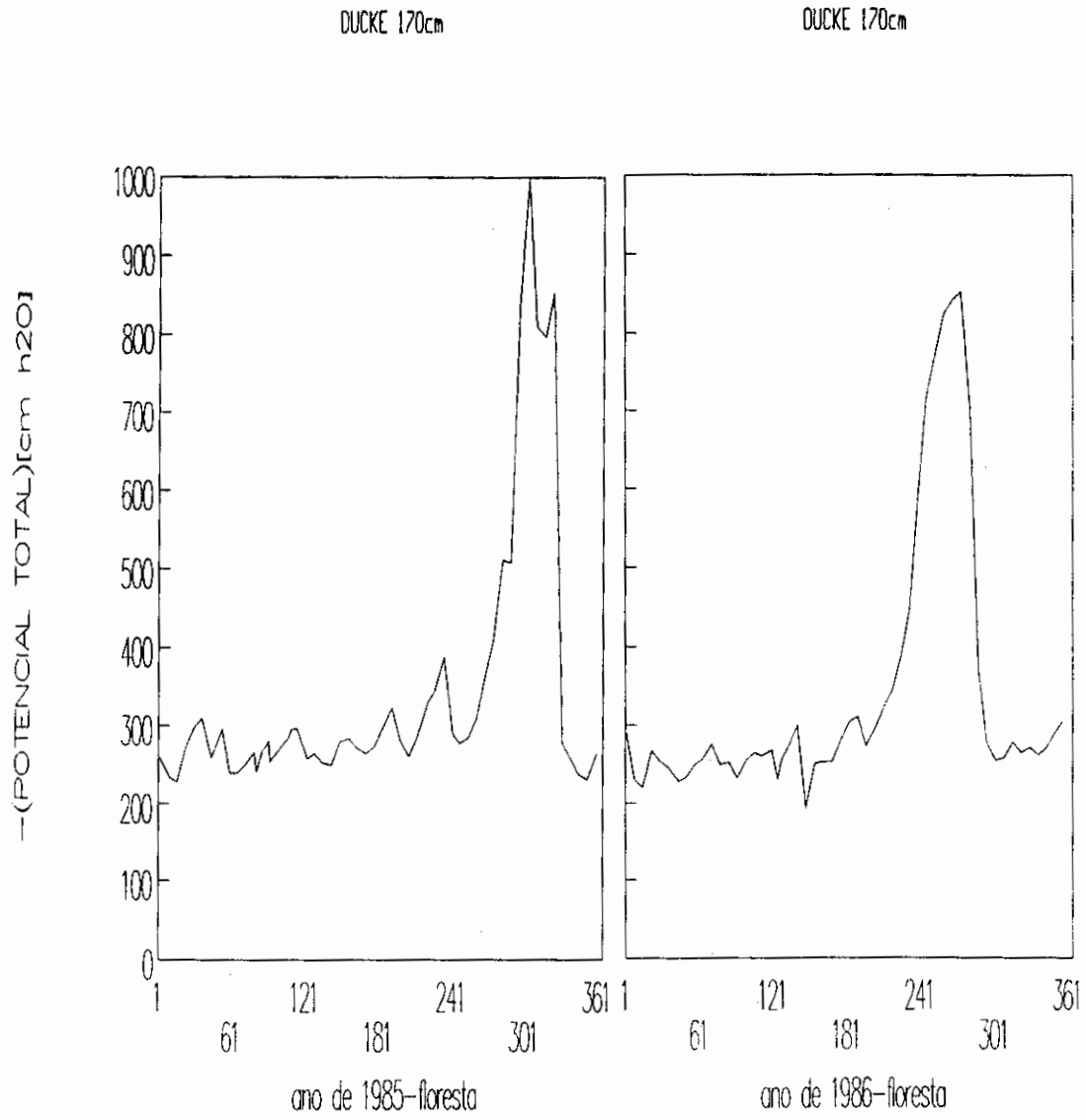


Fig. 4.14 - Conclusão.

Em 1985, a alteração de períodos úmidos e secos foi mais freqüente, tendo sido registradas várias situações em que os decréscimos em ψ foram suficientes para o estabelecimento dos PFN. Como estes períodos de estiagem durante a estação chuvosa foram curtos, o secamento do solo não ultrapassou a profundidade de 90cm; abaixo deste nível, os $\nabla\psi$ médios foram aproximadamente $-1,2 \text{ cmH}_2\text{O/cm}$ e $-1 \text{ cm H}_2\text{O/cm}$ nos dois anos respectivamente, o que indica a ação da componente gravitacional, produzindo a drenagem, como foi observado no item 4.3.3. Estas observações concordam com as de Nortcliff e Thornes (1978).

Durante 1985, a freqüência de chuvas no período seco foi menor provocando estiagens mais prolongadas, suficientes para que ocorressem ψ inferiores à $-1000 \text{ cm H}_2\text{O}$, como em outubro, quando todas as profundidades apresentaram valores de ψ abaixo do limite de funcionamento dos tensiômetros. Em 1986, como as precipitações foram mais bem distribuídas, o secamento nas camadas profundas foi menos intenso, não tendo sido atingido o limite de operação dos instrumentos.

As flutuações nos valores de ψ ao longo do ano de 1985, em particular, demonstraram que a floresta se encontra ativa durante todo o ano, sendo as reservas de água utilizadas sempre que a recarga através da precipitação é insuficiente para contrabalancear as perdas por evapotranspiração.

Os movimentos da água no solo da floresta, durante o período seco podem ser interpretados através dos perfis de ψ em função da profundidade, que se encontram nas Figuras 4.15. À partir de julho de 1985, o PFN foi atingindo profundidades maiores até o limite da camada (170cm), ao final de agosto, quando todo o fluxo de umidade dirigiu-se para a superfície. As precipitações

registradas no final de agosto e setembro interromperam o secamento do solo, e um novo ciclo foi observado à partir de 09 de outubro (Figura 4.15), que se prolongou até o início de novembro. Nesta fase (Figura 4.15), os potenciais demonstraram situações típicas da transição entre as estações seca e chuvosa, pois a maior disponibilidade hídrica nas camadas superficiais induziram à pequenas variações temporais nos ψ abaixo de 130cm; em dezembro, após a recuperação das reservas de umidade, os perfis voltaram a exibir o padrão da estação chuvosa, indicando a drenagem profunda.

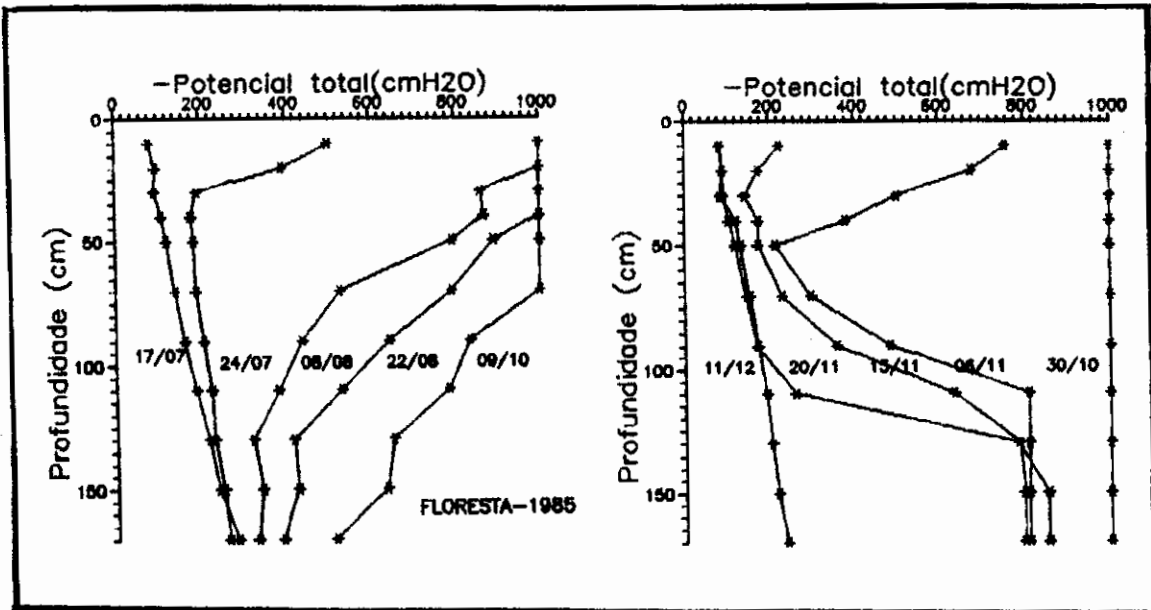


Fig. 4.15 - Potenciais totais da água no solo da da floresta em função da profundidade

Durante o período mais seco, como em outubro de 1985, os tensiômetros deixaram de funcionar, pois os ψ atingiram valores inferiores à $-1000\text{cmH}_2\text{O}$. De acordo com as curvas características encontradas em Corrêa (1984) e Kapos (1989), obtidas em solo de floresta de Terra Firme, os ψ_x correspondentes às umidades observadas foram superiores a $-2000\text{cmH}_2\text{O}$ e os valores máximos foram $-60\text{cmH}_2\text{O}$, durante

a estação das chuvas.

Segundo Kapos (1989), após uma semana sem chuvas, os valores de ψ_M obtidos numa floresta de 10ha foram inferiores à $-15000 \text{ cmH}_2\text{O}$, nas bordas da área, e entre -1000 e $-4000 \text{ cmH}_2\text{O}$, no centro. Potenciais bem inferiores a estes ($< -25000 \text{ cmH}_2\text{O}$), foram encontrados em solo arenoso de uma floresta tropical no Panamá, após 2 meses sem precipitação (Becker et al., 1988).

Além da frequência das chuvas, fatores como a textura e o tamanho da área florestada contribuem para a dinâmica da água no solo. Se a vegetação não acompanhar as novas situações impostas, como no caso das reservas isoladas, através do controle fisiológico ocorrerão défices hídricos mais acentuados, influenciando na evaporação local (Kapos, 1989)

No item 4.3.3, referente à quantidade de água nas diferentes profundidades do solo, foi notada a menor contribuição da camada de (20-50)cm quanto à retirada de umidade, também observada no seringal (item 4.4.1). Porém, na floresta, a porosidade e densidade global (Tabela 3.4), indicam que, ao contrário do seringal, nos primeiros níveis não há qualquer indício de compactação e a limitação quanto à absorção de água pela vegetação, é consequência do processo de formação a que o solo foi submetido.

Adotando-se o mesmo procedimento do item 4.4.1, quanto às relações entre ψ_M e θ , foram obtidos os ajustes para a camada de (10-90) cm, cujos coeficientes constam da Tabela 4.5. As profundidades de 10cm, 70cm e 90cm podem se representadas por uma única curva, ao contrário dos outros níveis, que definem um intervalo de curvas.

TABELA 4.5 - COEFICIENTES DA EQUAÇÃO (4.1), EM FUNÇÃO DA PROFUNDIDADE, NA FLORESTA. OS VALORES r E n REPRESENTAM O COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO E O NÚMERO DE PONTOS UTILIZADOS

| Prof. (cm) | a | b | r | n |
|------------|------|-------|-------|----|
| 10 | 10,3 | -20,1 | -0,89 | 11 |
| 20 | 23,0 | -49,8 | -0,90 | 11 |
| 30 | 19,2 | -39,5 | -0,95 | 12 |
| 40 | 15,8 | -31,7 | -0,95 | 11 |
| 50 | 15,4 | -31,1 | -0,94 | 14 |
| 70 | 9,9 | -18,2 | -0,92 | 13 |
| 90 | 9,7 | -17,5 | -0,95 | 13 |

Os coeficientes angulares (b) das relações ajustadas são interpretados como a taxa de variação de ψ_M em relação a θ . Nas profundidades em que os valores de b são menores, para um mesmo $\Delta\theta$, os decréscimos em ψ_M serão maiores, indicando que apesar do conteúdo de umidade, esta se encontra menos disponível que nas camadas em que os coeficientes angulares das curvas características são maiores.

Considerando-se que o potencial mátrico se deva sobretudo à retenção capilar, que os poros apresentem a forma cilíndrica, e o ângulo de contato solo-água seja nulo (Guehl, 1984), a relação entre ψ_M e o diâmetro ϕ dos poros que ainda retêm água, é definida por:

$$-\psi_M = 4 * \epsilon / \phi \quad , \quad (4.2)$$

onde ϵ é a tensão superficial na interface água-ar, cujo valor utilizado é $\approx 734 \text{ cm H}_2\text{O } \mu\text{m}$, à 25°C .

Os ψ_M observados abrangem o intervalo de -25 à -800 cm H₂O, correspondendo à diâmetros entre 3,7 e 115 μ m. Através das curvas características aproximadas (Tabela 4.5), os valores de θ foram calculados, para cada ψ_M , sendo equivalentes à porosidade acumulada de 0 a ϕ , cujos valores se encontram na Tabela 4.6.

TABELA 4.6 - PERCENTUAL DE UMIDADE CONTIDO NOS POROS DE DIÂMETRO $\leq \phi$, À VÁRIAS PROFUNDIDADES NA FLORESTA, OBTIDOS ATRAVÉS DA EQUAÇÃO 4.2

| $-\psi_M$ | ϕ | θ (% de volume) | | | | | | |
|---------------------|---------|------------------------|------|------|------|------|------|------|
| | | 10cm | 20cm | 30cm | 40cm | 50cm | 70cm | 90cm |
| cm H ₂ O | μ m | | | | | | | |
| 800 | 3,7 | 36,8 | 40,4 | 41,2 | 40,7 | 40,2 | 38,4 | 38,8 |
| 700 | 4,2 | 37,1 | 40,5 | 41,4 | 40,9 | 40,4 | 38,8 | 39,2 |
| 600 | 4,8 | 37,4 | 40,6 | 41,6 | 41,1 | 40,6 | 39,1 | 39,6 |
| 500 | 5,8 | 37,8 | 40,8 | 41,8 | 41,3 | 40,8 | 39,6 | 40,0 |
| 400 | 7,2 | 38,3 | 41,0 | 42,0 | 41,6 | 41,2 | 40,1 | 40,6 |
| 300 | 9,6 | 38,9 | 41,2 | 42,3 | 42,0 | 41,6 | 40,8 | 41,3 |
| 200 | 14,4 | 39,8 | 41,6 | 42,8 | 42,6 | 42,1 | 41,8 | 42,3 |
| 100 | 28,8 | 41,3 | 42,2 | 43,5 | 43,5 | 43,1 | 43,4 | 44,0 |
| 50 | 57,6 | 42,8 | 42,8 | 44,3 | 44,5 | 44,0 | 45,1 | 45,7 |
| 25 | 115,0 | 44,3 | 43,4 | 45,1 | 45,4 | 45,0 | 46,7 | 47,4 |
| $\Delta\theta$ | | 7,5 | 3,0 | 3,9 | 4,7 | 4,8 | 8,3 | 8,6 |

De acordo com o intervalo de ψ_M utilizado na Tabela 4.6, as camadas que armazenam mais água disponível ($\Delta\theta$) são as de 10, 70 e 90cm, pois apresentam os menores percentuais de umidade retida abaixo de $\phi < 4,7\mu$ m (microporos); na camada de (20-50). cm as quantidades de água armazenadas nos microporos são maiores, sendo necessárias tensões mais altas para que se tornem disponíveis.

Segundo Lal (1986), muitos solos contendo argilas de baixa atividade são caracterizados pela menor capacidade de armazenamento de água . As curvas características destes solos, mesmo a baixas tensões como -400 ou -500cm H₂O, indicam que a maior parte da água disponível é retirada. Os "oxissols" apresentam agregados e microagregados muito estáveis, e como são na maioria ácidos, há normalmente algum óxido de alumínio ativo na fração argila, que atua como poderoso agente cimentante e floculante (Medina e Oliveira Jr, 1987b). Isto provoca um comportamento distinto dos solos argilosos, pois a argila está fortemente agregada a partículas do tamanho das frações silte e areias, principalmente nas camadas superficiais (Lal, 1987).

CAPÍTULO 5CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

No solo do seringal observa-se compactação na camada de (20-40)cm provocada, inicialmente, pelo desmatamento e ao longo dos anos, pelo manuseio e menores taxas de interceptação da chuva, causando diminuição da porosidade total e da capacidade de armazenamento de umidade na camada superficial. As diferenças em relação à floresta (Tabela 5.1), são menos pronunciadas, devido à atividade radicular e biológica, que após 10 anos se mostrou efetiva no seringal.

TABELA 5.1 - POROSIDADE TOTAL ACUMULADA E PERCENTUAL DE REDUÇÃO ENTRE A FLORESTA E SERINGAL

| CAMADAS | FLORESTA | SERINGAL | REDUÇÃO |
|---------|---------------------|----------|---------|
| cm | mm H ₂ O | | % |
| (0-50) | 329 | 280 | 15 |
| (0-100) | 614 | 549 | 11 |
| (0-170) | 1020 | 929 | 9 |

A compactação da camada superficial do solo sob as seringueiras, provocou a redução da quantidade de água disponível, limitando a absorção radicular durante o período seco, que foi mais ativa nas camadas entre (50-120) cm de profundidade. No solo da floresta, verificou-se menor absorção de umidade pela vegetação entre (20-50) cm de solo, mas não tão intensa como no seringal, e originada pelo processo de formação desta camada, em função da atividade biopedológica.

As armazenagens máximas de umidade no solo da

floresta ocorrem em janeiro e fevereiro, devido à maior frequência e intensidade das chuvas; no seringal as maiores umidades são observadas no início da estação seca (maio), quando as taxas de interceptação das chuvas e transpiração são mínimas, em função da senescência foliar, prolongando o período de maior umidade por 10 meses (novembro-agosto). Na Tabela 5.2, são apresentados os valores do grau de saturação (G), durante os períodos seco e úmido de 1985, no seringal e floresta.

TABELA 5.2 - GRAU DE SATURAÇÃO POR CAMADAS DE SOLO, DURANTE OS PERÍODOS SECO E ÚMIDO DE 1985, NA FLORESTA E SERINGAL

| Camada cm | FLORESTA | | SERINGAL | |
|--------------|----------|-------|----------|-------|
| | Seco | Úmido | Seco | Úmido |
| | % | | % | |
| (0-50) | 58 | 65 | 71 | 76 |
| (0-100) | 63 | 72 | 73 | 79 |
| (0-170) | 65 | 74 | 75 | 80 |

As quantidades de água armazenadas no solo em relação à porosidade total, ou grau de saturação, são elevadas mesmo durante o período seco (Tabela 5.2). No seringal e floresta os percentuais se encontram acima de 70% e 60 % respectivamente, em consequência dos teores de argila, cuja estrutura é composta na sua maior parte de microporos, que contêm água não disponível à vegetação.

Devido a menor densidade de plantas e área foliar, a quantidade de água absorvida pelas seringueiras é aproximadamente 2 vezes menor, comparando-se as variações do armazenamento de umidade entre (0-170) cm, durante o secamento do solo em 1985, conforme a Tabela 5.3.

TABELA 5.3 - VARIAÇÕES DAS ARMAZENAGENS DE ÁGUA POR CAMADAS DO SOLO NO SERINGAL E FLORESTA, DURANTE O PERÍODO SECO DE 1985

| Camada cm | Seringal mm | Floresta mm | Redução % |
|--------------|----------------|----------------|--------------|
| (0-50) | -5,7 | -15,9 | 64 |
| (0-100) | -17,0 | -34,5 | 51 |
| (0-170) | -27,0 | -57,0 | 53 |

Com base nas variações das armazenagens (Tabela 5.3) e nos totais acumulados de precipitação durante o período de secamento do solo em 1985, as perdas de água através dos processos de evaporação e transpiração foram 32% menores no seringal em relação à floresta, e as taxas médias de evaporação foram: $(2,5 \pm 0,6)$ mm/dia, no seringal; $(3,4 \pm 0,4)$ mm/dia, na floresta.

Supondo-se que a diferença entre a evaporação do seringal e da floresta se mantenha constante, e que na floresta, a evaporação seja 50% do total anual de precipitação, os termos do balanço hídrico num ano como o de 1985 (Tabela 5.4), indicariam um aumento anual na produção de água de 487 mm, em consequência da transformação da floresta em seringal.

TABELA 5.4 - PRECIPITAÇÃO ANUAL(ΣP), EVAPORAÇÃO(E),
DRENAGEM E ESCOAMENTOS(D+R), ESTIMADOS PARA
A FLORESTA E SERINGAL DURANTE O ANO DE 1985

| | ΣP | E | (D+R) |
|----------|------------|------|-------|
| | mm | | |
| FLORESTA | 2434 | 1217 | 1217 |
| SERINGAL | 2532 | 828 | 1704 |

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Becker, P.; Rabenold, P.E.; Idol, J.R.; Smith, A.P. Water potential gradients for gaps and slopes in a Panamenian tropical moist forest's dry season. *Journal of Tropical Ecology*, 4:173-184, 1988.
- Bell, J.P. *Neutron probe practice*. 2 ed. Wallingford, Institute of Hydrology, 1976. 65p. (I.H. report, 19).
- Bosch, J.M.; Hewlett, J.D. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 55:3-23, 1982.
- Cabral, O.M.R. *Aspectos micrometeorológicos em plantios de Hevea: relatório final*. Manaus, Centro Nacional de Pesquisa de Seringueira e Dendê, 1988.
- Calder, I. The influence of land use on water yield in upland areas of the UK. *Journal of Hydrology*, 88(3-4):201-211, Nov. 1986.
- Calder, I.; Wright, I.R.; Murdiyarso, D. A study of evaporation from tropical rain-forest - West Java. *Journal of Hydrology*, 89(1-2):13-31, Dec. 1986.
- Chauvel, A.; Guillaumet, J.L.; Schubart, H.O.R. Importance et distribution des racines et des êtres vivants dans un "latossol" argileux sous forêt amazonienne. *Revue de Écologie et Biologie du Sol*, 24(1):19-48, 1987.

- Chauvel, A.; Grimaldi, M.; Tessier, D. Changes in soil pore-space distribution following deforestation and revegetation: An example from the Central Amazon basin, Brazil. *Forest Ecology and Management*, 38(3-4):259-271, Feb. 1991.
- Chapra, S.C ; Canale, R.P. *Numerical methods for engineers-with personal computer application*. New York, NY, McGraw Hill, 1985. 570p.
- Corrêa, J.C. Características físico-hídricas dos solos Latossolo amarelo, Podzólico vermelho-amarelo e Podzol hidromórfico do Estado do Amazonas. *Pesq. Agropecuária Brasileira*, 19(3):347-360, 1984.
- Corrêa, J.C. Efeitos de métodos de cultivo em algumas propriedades físicas de um Latossolo amarelo muito argiloso do Estado do Amazonas. *Pesquisa Agropecuária Brasileira* , 20(11):1317-1322, 1985a.
- Corrêa, J.C. Características físicas de um Latossolo amarelo muito argiloso (*Typic Acroctox*) do Estado do Amazonas, sob diferentes métodos de preparo de solo. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 20(12):1381-1387, 1985b.
- Day, R. P. Particle fractionation and particle-size analysis. In: Black, C.A., ed. *Methods of soil analysis. I. Physical and mineralogical properties including statistics of measurement and sampling*. Madison, WI, American Society of Agronomy, 1965. p. 545-565. (Agronomy, 9).
- Demattê, J.L.I. *Manejo de solos ácidos dos trópicos úmidos-Região Amazônica*. Campinas, Fundação Cargill, 1988. 215 p.

- Dewis, J; Freitas, F. Physical and chemical methods of soil water and analysis. Rome, Fao, 1970. 275 p. (Soils Bulletin , 10).
- Farah, S.M.; Reginato, R.J.; Nakayama, F.S. Calibration of soil surface neutron moisture meter. Soil Science, 138(3):235-239, 1983.
- Fearnside, P.M. Agriculture in Amazônia. In: Prance, G.T.; Lovejoy, T.E., eds. Key Environments: Amazônia. Oxford, Pergamon, 1985. p. 393-418.
- Fearnside, P.M. Causes of deforestation in the brazilian amazon. In: Dickinson, R.E., ed. The Geophysiology of Amazônia. New York, NY, John Wiley, 1987. p. 37-53.
- Fisch, G.F. Armazenamento e fluxos de energia sobre floresta da Amazônia Central (Manaus, AM). (Dissertação de Mestrado) - USP/IAG, São Paulo, 1987. 99 p.
- Forti, M.C. Hidroquímica das soluções na interface atmosfera-solo num ecossistema de Floresta de Terra Firme (Amazônia Central). (Tese de Doutorado) - USP/IAG, São Paulo, 1990. 151 p.
- Gleick, P.H. Methods for evaluating the regional hydrologic impacts of global climate changes. Journal of Hydrology, 88(1-2):97-116, Nov. 1986.
- Goreau, T.J.; Mello, W.Z. Effects of deforestation on sources and sinks of atmospheric carbon dioxide, nitrous oxide, and methane from Central Amazonian soils and biota during the dry season: a preliminary study. IN: Workshop on Biogeochemistry of Tropical Rainforests: problems for Research. Piracicaba, 30 Sept.-4 Oct. 1985. Proceedings São Paulo, USP/CENA, 1987, p. 52-66.

Greacen, E.L.; Schrale, G. The effect of bulk density on neutron meter calibration. *Australian Journal of Soil Research*, 14:159-169, 1976.

Greacen, E.L.; Hignett, C.T. Sources of bias in the field calibration of a neutron meter. *Australian Journal of Soil Research*, 17:405-415, 1979.

Greacen, E.L.; Correll, R.L.; Cunningham, R.B.; Jonhs, G.G.; Nicolls, K.D. Calibration. In: Greacen, E.L. ed. *Soil water assessment by the neutron method*. Victoria, CSIRO, 1981. p. 51-79.

Guehl, J.M. Dynamique de l'eau dans le sol en forêt tropicale humide guyanaise. *Annales des Sciences Forestieres*, 41(2):195-236, 1984.

Hanna, L.W.; Siam, N. The estimation of moisture content in the top 10cm of soil using a neutron probe. *Journal of Agricultural Science of Cambridge*, 94:251-253, 1980.

Haverkamp, R.; Vauclin, M.; Vachaud, G. Error analysis in estimating soil water content from neutron probe measurements: 1. Local standpoint. *Soil Science*, 137(2):78-90, Feb. 1984.

Hillel, D. *Introduction to soil physics*. 2. ed. London, Academic Press, 1982. 364 p.

Hoffman, R. ; Vieira, S. *Análise de regressão: uma introdução à econometria*. 2. ed. São Paulo, Hucitec, 1987. 378 p.

Instituto de Pesquisas Agronômicas da Amazônia Ocidental (IPEAAOc) *Levantamento detalhado dos solos do IPEAAOc*. Manaus. 1972. 63 p. (Boletim Técnico, 3)

- Instituto de Pesquisas Agronômicas do Norte (IPEAN) Os solos da área Manaus. Manaus. 1969. 116 p. (Série Estudos e Ensaios, 1)
- Jackson, I.J. Climate, water and agriculture in the tropics. New York, N.Y., Longman, 1977. 248 p.
- Jordan, C.F. Soils of the amazon rainforest. In: Prance, G.T.; Lovejoy, T.E. eds. Key environments: Amazônia . Oxford, Pergamon, 1985. p. 83-94.
- Kapos, V. Effects of isolation on the water status of forest patches in the Brazilian Amazon. *Journal of Tropical Ecology*, 5:173-185, 1989.
- Lal, R. Conversion of tropical rainforest: agronomic potential and ecological consequences. *Advances in Agronomy*, 39:173-264, 1986.
- Lal, R. Comments on "Biological processes and productivity of soils in the humid tropics.". In: Dickinson, R.E., ed. *The Geophysiology of Amazônia*. New York, N.Y., John Wiley , 1987. p. 214-223.
- Leite, J.A.; Medina, B.F. Efeito dos sistemas de manejo sobre as propriedades físicas de um Latossolo amarelo do Amazonas. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 19(11):1417-1422, 1984.
- Lloyd, C.R.; Marques, A.de O. Spatial variability of throughfall and stemflow measurements in amazonian rain forest. *Agricultural and Forestry Meteorology*, 42:63-73, 1988.

- Medina, B.F.; Leite, J.A. Influência de três sistemas de manejo e duas coberturas vegetais na infiltração de água em um Latossolo amarelo em Manaus-AM. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 20(11):1323-1331, 1985.
- Medina, B.F.; Oliveira Jr., R.C. A aplicabilidade de alguns índices erosivos em Latossolo amarelo de Manaus(AM). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 11:67-70, 1987a.
- Medina, B.F.; Oliveira Jr, R.C. Relações entre a capacidade de campo determinada *in situ* e em laboratório em Latossolo amarelo muito argiloso. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 11:91-95, 1987b.
- McGowan, M.; Williams, J.B. The water balance of an agricultural catchment. I. Estimation of evaporation from soil water records. *Journal of Soil Science*, 21:217-230, 1980.
- Molion, L.C.B. Climate variability and its effects on amazonian hydrology. *Interciencia*, 15(6):367-372, Nov.-Dec. 1990.
- Monteny, B.; Barbier, J.M. ; Bernos, C.M. Determination of the energy exchanges of a forest-type culture: *Hevea brasiliensis*. In: Hutchinson, B.A. ; Hicks, B.B., eds., *The forest-atmosphere interaction*. Dordrecht, D.Reidel, 1985. p. 211-233.
- Murça Pires, J. The Amazonian Forest. In: Sioli, H., ed. *The Amazon: Limnology and landscape ecology of mighty tropical river and its basin*. Dordrecht, Dr W. Junk Publishers, 1984. p. 581-602.

- Musiake, K.; Oka., Y; Koike, M. Unsaturated zone soil moisture bahaviour under temperate humid climatic conditions-tensiometric observations and numerical simulations. *Journal of Hydrology*, 102:179-200, 1988.
- Nortcliff, S.; Thornes, J.B. Water and cation movement in a tropical rainforest environment. I. Objectives, experimental design and preliminary results. *Acta Amazônica*, 8(12):245-258, 1978.
- Peagle, J. Interactions between convective and large-scale motions over Amazônia. In: Dickinson, R.E., ed. *The Geophysiology of Amazônia*. New York, NY, John Wiley, 1987. p. 347-387.
- Reichardt, K. *Processos de tranferência no sistema solo-planta-atmosfera*. 2. ed. Campinas, Fundação Cargill, 1985. 466 p.
- Reichardt, K. Capacidade de campo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 12:211-216, 1988.
- Riehl, H. *Climate and weather in the tropics*. London, Academic, 1979. 611 p.
- Roche, M.A. Comportements hydrologyques comparés et érosion de l'écosystème forestier amazonien à ECÉREX, en Guyane. *Cahiers ORSTOM, Sér. Hydrol.*, 19(2):81-114, 1982.
- Salati, E.; Vose, P.B. Amazon Basin: A system in equilibrium. *Science*, 225(4658):129-138, 1984.
- Salati, E. The forest and hydrological cicle. In: Dickinson, R.E. ed. *The Geophysiology of amazônia*. New York, N.Y., John Wiley, 1987. p. 273-296.

Salati, E.; Victoria, R.L.; Martinelli, L.A.; Villa Nova, N.A. Soil, water and climate of amazônia: an overview. In: *Amazônia: Facts, Problems and Solutions*. São Paulo, USP, 31 July-02 Aug., 1989. p. 300-354.

Schubart, H.O.R. Diagnosis of the natural resources of Amazônia. In: *Amazônia: Facts, Problems and Solutions*. São Paulo, USP, 31 July.-02 Aug., 1989. p. 55-67.

Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (SNLCS) *Manual de métodos de análise de solo*. Rio de Janeiro. 1979.

Shuttleworth, W.J. et al. Amazonian Evaporation. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2(1-2):179-191, 1987.

Shuttleworth, W.J. et al. Eddy correlation measurements of energy partition for amazonian forest. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 110:1143-1162, 1984.

Sinclair, D.F ; Williams, J. Components of variance involved in estimating soil water content and water content change using a neutron moisture meter. *Australian Journal of Soil Research*, 17:237-247, 1979.

Snedecor, G.W.; Cochran, W.G. *Statistical methods*. 6. ed. Ames, IA, The Iowa University Press, 1971. 593 p.

Stewart, J. B. Measurement and prediction of evaporation from forested and agricultural catchements. *Agricultural Water Management*, 8(1-3):1-28, Jan. 1984.