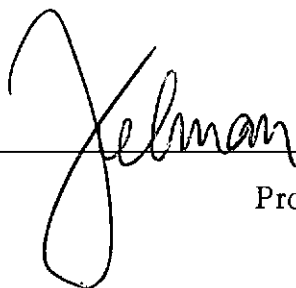


MODELAGEM HIDROLÓGICA UNIDIMENSIONAL PARA UM  
LOCAL DA AMAZÔNIA

André Guilherme D'Angelo

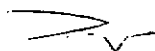
TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS  
PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS  
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE  
EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Aprovada por:



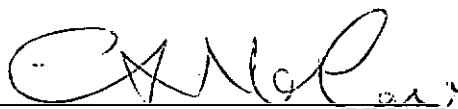
---

Prof. Jerson Kelman, Ph.D.



---

Prof. Paulo Canedo de Magalhães, Ph.D.



---

Prof. Carlos Afonso Nobre, Ph.D.

D'ANGELO, ANDRÉ GUILHERME

Modelagem Hidrológica Unidimensional para um Local da Amazônia (Rio de Janeiro) 1991.

7, 76 p.29,7 cm (COPPE/UFRJ, M.Sc., Engenharia Civil, 1991)

Tese – Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE.

- |                    |                      |
|--------------------|----------------------|
| 1. Hidrologia      | 2. Amazônia          |
| 3. Balanço Hídrico | 4. Ciclo Hidrológico |
| I. COPPE/UFRJ      | II. Título (série)   |



## Agradecimentos

Jerson Kelman convidou-me para trabalhar no CEPEL onde sugeriu-me a temática deste trabalho. Sua dedicação, estímulo e inteligência foram os principais responsáveis pela conversão deste em tese de mestrado sob sua orientação.

Carlos Afonso Nobre em diversas reuniões no CEPEL e no INPE levantou questões sobre a modelagem do solo, que conduziu a uma melhor compreensão do mecanismo físico de fluxo de água. Foi também o responsável pelo fornecimento dos dados climatológicos da Amazônia, sem os quais não se poderia realizar este trabalho.

Luciene Pimentel da Silva, Humberto Rocha e Osvaldo Cabral que executaram a árdua tarefa de coletar os dados de solo, foram extremamente gentis em cedê-los para a sua utilização nesta tese.

Joari Paulo da Costa que atuou na revisão dos textos e que tanto ajudou e incentivou na elaboração da tese.

Suely Freitas que ajudou-me a compreender a validade das equações de escoamento de água no solo

Paulo Canedo de Magalhães, Jorge Machado Damázio, Maria Elvira Pinheiro Maceira e Fernanda da Serra Costa que participaram de algumas discussões sobre artigos utilizados neste trabalho.

Regina Helena Faceira que datilografou os textos com paciência e dedicação.

Ao CEPEL, o meu agradecimento especial pelo interesse na pesquisa e por ter fornecido toda a infra-estrutura necessária para a elaboração desta tese.

Aos meus pais, a minha eterna gratidão por não terem medido esforços na minha educação, permitindo que esta meta fosse alcançada.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.).

Modelagem Hidrológica Unidimensional para um  
Local da Amazônia

André Guilherme D'Angelo  
Maio de 1991

Orientador: Jerson Kelman

Programa: Engenharia Civil

É apresentado um modelo unidimensional para cálculo de balanço hídrico baseado no modelo de evapotranspiração desenvolvido por SHUTTLEWORTH (1988) e na generalização da equação de Darcy para fluxo de água em solo não saturado. Os parâmetros do modelo possuem significado físico e podem ser determinados através de medições no campo. O modelo foi utilizado para simular o balanço hídrico da Reserva Florestal Ducke (AM) na condição atual, ou seja, coberta com floresta. O modelo foi desenvolvido para se ter uma ferramenta para a avaliação futura do efeito do desmatamento, já que a tentativa de se identificar tal efeito através da análise estatística de vazões dos rios amazônicos foi inconclusiva.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

## Unidimensional Hidrologic Modelling to a Place in Amazonia

André Guilherme D'Angelo

May, 1991

Thesis Supervisor: Jerson Kelman

Department: Civil Engineering

It is presented an unidimensional model to evaluate the water balance based on an evapotranspiration model developed by SHUTTLEWORTH (1988) and the generalization of Darcy's equation for the water flux in an unsaturated soil. The parameters of the model have a physical meaning and can be determined in field investigations. The model was used to simulate the Reserva Ducke's water balance in its actual condition, covered by the forest. This model was develop to evaluate, in the future, the effects of deforestation, since others techniques have failed, such as the statistical analysis of the Amazonian streamflow.

## ÍNDICE

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO II – IDENTIFICAÇÃO DE ALTERAÇÕES HIDROLÓGICAS	4
II.1 – Trabalhos Anteriores	4
II.2 – Seleção das Áreas de Estudo	5
II.3 – Análise das Séries Temporais de Vazões	7
CAPÍTULO III – MODELAGEM HIDROLÓGICA	14
III.1 – Introdução	14
III.2 – Desenvolvimento de um Modelo de Balanço Hídrico	14
III.2.1 – Introdução	14
III.2.2 – Modelagem da Evapotranspiração	16
III.2.2.1 – Resistência Aerodinâmica	18
III.2.2.2 – Resistência de Superfície	22
III.2.3 – Modelagem da Infiltração	23
III.2.4 – Modelagem do Fluxo de Água no Solo	31
III.2.5 – Modelagem dos Reservatórios	32
III.2.6 – Validação da Modelagem de Evapotranspiração	35
III.2.7 – Validação da Modelagem de Infiltração	38
CAPÍTULO IV – SIMULAÇÃO DO MODELO PARA A RESERVA DUCKE (AM)	42
IV.1 – Parâmetros	42
IV.2 – Resultados	44
CAPÍTULO V – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	54
BIBLIOGRAFIA	57
APÊNDICE	64

## 1 Introdução

A crescente preocupação com a preservação do meio ambiente tornou a Amazônia o foco principal de uma série de debates sobre os danos que os seres humanos vêm impondo a natureza. Fenômenos como o aumento da quantidade de CO<sub>2</sub> (gás carbônico) na atmosfera terrestre, o chamado efeito estufa, foram associados a queima das florestas.

Quando a área desmatada é muito grande pode ocorrer mudanças no regime pluviométrico ou até mesmo na quantidade de energia latente, alterando significativamente o balanço hídrico. Esta mudança acarreta uma modificação da refletividade da superfície (albedo) e por conseguinte da razão de Bowen.

NOBRE et al. (1989) utilizaram um modelo de circulação geral da atmosfera (GCM – General Circulation Model) para a condição extrema de desmatamento total da Amazônia. Chegaram à conclusão, aceitando-se as hipóteses e simplificações inerentes ao modelo, que se pode prever uma diminuição da precipitação média de cerca de 25%, da evapotranspiração da ordem de 30% e um aumento de temperatura de até 3°C. Além disto, o período menos úmido aumentará de duração.

Mesmo que o desmatamento não causasse modificação alguma na precipitação, com base no conhecimento conceitual sobre o processo de transformação de chuva em vazão, pode-se especular que:

- a) o tempo de concentração nas bacias de primeira ordem devem diminuir, fazendo com que os hidrogramas de cheia se tornem mais "abruptos" (aumento do pico de cheia);
- b) a evapotranspiração deve diminuir, uma vez que o albedo aumentará e as raízes serão menos profundas;
- c) a descarga sólida deve aumentar, devido a crescente erosão.

As implicações destas possíveis modificações para a população que vive na Amazônia e para as atividades econômicas daquela região, em particular sobre os empreendimentos hidroelétricos, são difíceis de precisar. Como cerca de metade do potencial hidroelétrico do Brasil se encontra na Amazônia, é importante acumular tanto conhecimento científico sobre o assunto quanto seja possível para subsidiar os novos projetos hidroelétricos em pelo menos quatro importantes aspectos:

- a) capacidade dos vertedores (modificação do hidrograma);



- b) vida útil dos reservatórios, face à taxa de assoreamento (aumento do transporte sólido nos rios);
- c) volume útil dos reservatórios (avaliação dos efeitos opostos: — diminuição da precipitação × aumento do coeficiente de escoamento superficial);
- d) taxa de evaporação dos reservatórios (modificação da temperatura e da umidade do ar).

Pode-se indagar se o desmatamento já existente (cerca de 415.000 Km<sup>2</sup>, o que equivale a 10% da floresta amazônica original) causa modificação do regime hidrológico que sejam perceptíveis estatisticamente. Algumas pesquisas realizadas com este propósito foram inconclusivas. No capítulo 2 apresenta-se um novo trabalho sobre o assunto, também inconclusivo. Isto é, algumas das séries temporais de vazão média anual disponíveis na Amazônia apresentam tendenciosidade estatisticamente significativa, embora não se consiga caracterizar tal tendenciosidade como função do desmatamento.

A modelagem matemática dos fluxos de água na floresta é uma ferramenta que pode ser útil para estudos prospectivos dos efeitos de desmatamento, desde que os parâmetros do modelo adotado tenham suficiente interpretação física para que possam ser alterados no sentido de simular a hipotética situação de desmatamento. Há um razoável elenco de equações de fluxo de água na floresta aplicáveis na micro escala temporal (digamos, intervalo de discretização horário) e na micro escala espacial (digamos, alguns metros quadrados). Estas equações têm sido utilizadas por diversos modelos, que em geral assumem homogeneidade espacial: as propriedades conceitualmente válidas para alguns metros quadrados são assumidas como constantes para alguns milhares de metros quadrados. O modelo desenvolvido por SELLERS et al. (1987), e utilizado por NOBRE et al. (1989), pertence a esta categoria. Trata-se de um bem detalhado modelo da biosfera terrestre com equações de fluxos cujos parâmetros possuem significado físico.

SHUTTLEWORTH (1988), munido de uma série de dados climatológicos medidos na Reserva Ducke, nas cercanias de Manaus (AM), desenvolveu um modelo de evapotranspiração da floresta baseado na equação de Penman—Monteith e em dados coletados durante uma campanha de medição de dados climatológicos na Reserva Ducke (AM), efetuada entre 1983 e 1985, por equipe anglo-brasileira. Mais recentemente a cooperação anglo-brasileira foi retomada com o objetivo de caracterizar os fluxos de água tanto na floresta como em áreas desmatadas. Este projeto, chamado ABRACOS, tem o financiamento do governo inglês e conta com a participação de algumas instituições brasileiras.

No capítulo 3 apresenta-se um modelo para fluxo unidimensional, que utiliza a abordagem de evapotranspiração de Shuttleworth, acoplada a uma representação do solo baseada na equação de Darcy para escoamento de água em meios porosos. No capítulo 4 aplica-se o modelo aos dados coletados por SHUTTLEWORTH (1988) e OSVALDO CABRAL (comunicação pessoal) para a Reserva Ducke (AM), no período de 1983 à 1985. No capítulo 5 apresenta-se as conclusões e recomendações.

## 2 Identificação de Alterações Hidrológicas

### 2.1. Trabalhos Anteriores

Neste capítulo analisam-se várias séries de vazões médias e máximas anuais dos rios amazônicos, visando caracterizar possíveis mudanças de regime em alguns destes rios e se possível associá-las a alterações de cobertura vegetal.

Alguns pesquisadores recentemente realizaram estudos, através da monitoração das descargas dos rios e da precipitação observada em diversos pontos da bacia, no sentido de caracterizar, de uma forma macro, alterações do ciclo hidrológico causadas pelo desmatamento. A seguir são descritos os principais resultados dos trabalhos de STERNBERG (1987) e ROCHA et al. (1989).

STERNBERG (1987) analisando a série de vazões máximas anuais do Rio Negro do período de 1903 à 1985 encontrou uma tendência de acréscimo de vazões nas décadas de 60 e 70 e não conseguiu caracterizar este fato como função do desmatamento, uma vez que as vazões máximas subseqüentes voltaram a oscilar em torno dos valores médios. Sua conclusão é que não se pode associar esta tendência ao desmatamento e sim a fenômenos meteorológicos no mecanismo de geração de precipitação, sugerindo o fenômeno ENOS (El Niño—Southern Oscillation) como sendo o provável responsável. Segundo STERNBERG (1987), até mesmo a indicação de aumento de transporte sólido obtido quando da análise de diversos estudos em regiões não desmatadas que sofreram processo de remoção da cobertura vegetal original, não pode ser seguramente identificado como fruto do desmatamento, preferindo o autor atribuir este aumento às diferentes metodologias de amostragem empregadas nestes estudos.

ROCHA et al. (1989) analisaram séries temporais hidrometeorológicas da região amazônica a nível anual ressaltando os seguintes fatos:

- a) A nível de grande escala temporal na bacia amazônica, identificaram aumento nas descargas médias anuais do Rio Amazonas em Manacapuru e do Rio Madeira em Porto Velho no período compreendido entre 1963 e 1974.
- b) A mesma tendência foi observada nas cotas máximas em Iquitos entre 1963 e 1974.
- c) O regime de chuvas observado em estações próximas confirma a indicação de aumento nas vazões.

- d) Em bacias hidrológicas mais ao norte observou-se a que a pluviometria deste período também se elevou em relação a média de longo termo.
- e) Nas proximidades de Itaituba e Conceição do Araguaia, baixo Amazonas, o índice pluviométrico também aumentou.

Entretanto, a partir de 1975, as vazões médias anuais e totais precipitados anuais voltaram a oscilar em torno de seus valores médios de longo termo (com exceção do Rio Madeira).

Como conclusão deste trabalho, os autores afirmam que os resultados encontrados não caracterizam uma alteração do regime hídrico da bacia amazônica e que o acréscimo sentido tanto nas vazões como nas precipitações medidas deve ter sido provocado por um fenômeno global e não pelo desmatamento da bacia. Os autores citam Richey et al. (1989), que sugerem que tal fenômeno global possa ser o ENOS.

## 2.2. Seleção das Áreas de Estudo

Os trabalhos citados no item anterior envolvem bacias hidrográficas de grande porte, onde apenas um percentual ínfimo de suas áreas de drenagem sofreram alterações de cobertura vegetal. Acredita-se que a possibilidade de se detectar modificações de regime hidrológico em menores bacias hidrográficas (na escala amazônica) seja maior, pois se esta bacia sofreu um grande processo de desmatamento, provavelmente o seu tempo de concentração diminuiu e o coeficiente de escoamento superficial deve ter aumentado.

Sabendo-se que as taxas de desmatamento da Amazônia cresceram muito nas décadas de 70 e 80, utilizou-se os dados fluviométricos de estações que apresentassem as seguintes características: históricos abrangendo as duas décadas citadas, pelo menos 6 anos de dados completos e áreas de drenagem inferiores a 400.000 km<sup>2</sup>. O valor de área de drenagem máxima adotado foi arbitrado de forma que as grandes bacias hidrográficas da Amazônia ficassem ausentes.

Foram selecionadas 33 estações que atendiam aos três critérios citados acima. O quadro 2.1 a seguir sintetiza as informações relativas a estas estações.

Quadro 2.1 - Estações Fluviométricas Seleccionadas

Código DNAEE	Estação	Rio	Número de Anos Completos	Período Total
12400000	Serra do Moa	Moa	10	1974-1984
12500000	Cruzeiro do Sul	Juruá	11	1973-1984
12840000	Gavião	Juruá	10	1973-1984
12850000	Acanauí	Japurá	11	1974-1984
13410000	Seringal da Caridade	Purus	16	1968-1984
13550000	Xapuri	Acre	15	1970-1984
13600002	Rio Branco	Acre	14	1971-1984
13650000	Florianópolis	Acre	14	1969-1984
13710000	Valparaíso	Purus	10	1975-1984
13750000	Seringal Fortaleza	Purus	16	1969-1984
13850000	São Gregório	Ituxi	11	1968-1978
13870000	Labrea	Purus	17	1968-1984
13885000	Cristo	Mucum	8	1976-1984
13962000	Aruma-Jusante	Purus	9	1976-1984
14250000	São Felipe	Negro	7	1978-1984
14260000	Uaracu	Uaupés	7	1978-1984
14280001	Taraquá	Uaupés	7	1978-1984
14330000	Curicuriari	Negro	7	1978-1984
14500000	Mocidade	Uraricoera	6	1978-1984
14540000	Faz. Bandeira Branca	Contigo	12	1976-1981
14550000	Maloca do Contão	Contigo	8	1971-1982
14680001	Fé e Esperança	Mucajáí	9	1976-1984
14710000	Caracaráí	Branco	16	1974-1984
15050000	Pontes e Lacerda	Guaporé	12	1907-1982
15245000	Seringal São Luiz	Pacaás Novos	10	1973-1984
16500000	Estirão Angélica	Mapuera	14	1974-1984
17090000	Boca do Inferno	Curuá	9	1971-1984
17120000	Porto dos Gaúchos	Arinos	6	1974-1982
17430000	Barra do São Manuel	Tapajós	7	1974-1981
18200000	Arapari	Maicuru	9	1976-1982
18300000	Faz. Paquira	Paru do Este	10	1973-1982
18500000	Boa Esperança	Fresco	6	1976-1981
19150000	São Francisco	Jari	9	1969-1978

O quadro 2.2 mostra a distribuição de frequência das estações em relação ao número de anos completos do histórico. Cabe ressaltar que só foram considerados os dados de vazão das estações até o ano de 1984 inclusive, uma vez que os dados subsequentes não se encontram disponíveis no banco de dados do Sistema de Informações Hidrológicas do DNAEE.

Quadro 2.2 – Distribuição das Estações Fluviométricas da Amazônia (Área de Drenagem < 400000 km<sup>2</sup>), em Função dos Anos Completos do Histórico (até 1984)

Anos Completos do Histórico	Frequência
6	3
7	5
8	2
9	5
10	5
11	3
12	2
13	0
14	3
15	1
16	3
17	1

### 2.3. Análise das Séries Temporais de Vazões

Para uma primeira seleção das séries que poderiam apresentar mudança de regime, plotou-se as séries temporais de vazão média específica ( $l \times s^{-1} \times Km^{-2}$ ) e máxima anual específica ( $l \times s^{-1} \times Km^{-2}$ ) das estações listadas no quadro 2.1. Adotou-se a vazão específica para que se pudesse comparar estações com áreas de drenagem bastante diferentes.

Selecionou-se as estações que apresentavam em pelo menos uma de suas séries, alterações identificáveis pelo exame visual ao longo de seus históricos. A figura 2.1 apresenta a localização das suas bacias hidrográficas.

Os gráficos relativos as séries de vazões médias anuais e vazões máximas anuais destas estações estão condensados nas figuras 2.2 e 2.3. Para as séries de vazões médias anuais destas estações, procedeu-se uma análise de regressão linear para que se pudesse confirmar as suspeitas de alteração de regime nestas estações. Os gráficos com as retas de regressão seguem nas figuras 2.4 à 2.7.

O quadro 2.3 apresenta os parâmetros a e b das equações obtidas no ajustamento, bem como a correlação entre vazão anual e ano.

Figura 2.1 - Localização das Bacias Hidrográficas

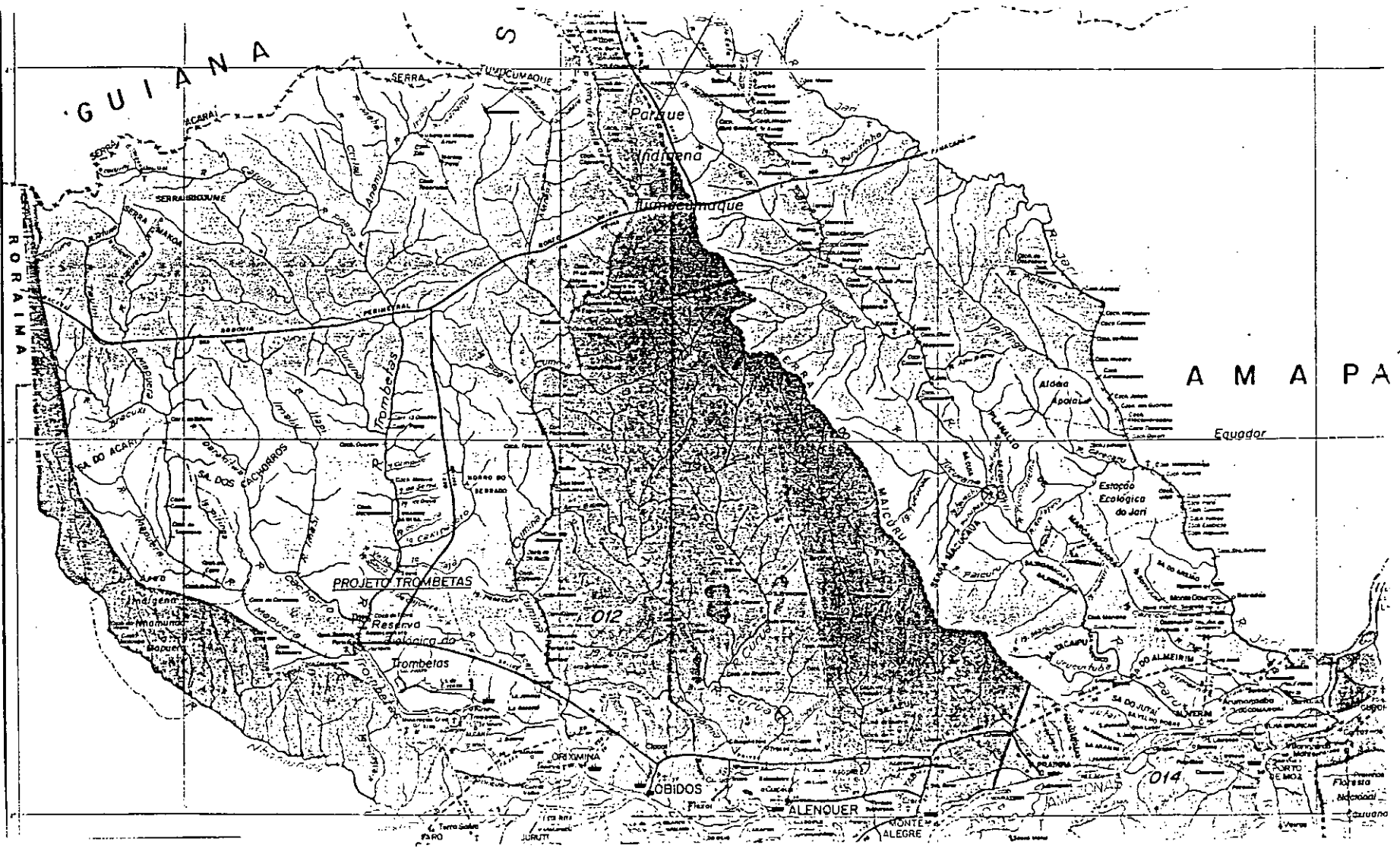


Figura 2.2 - Vazoes Medias Anuais  
Rios com Possivel Alteracao de Vazao

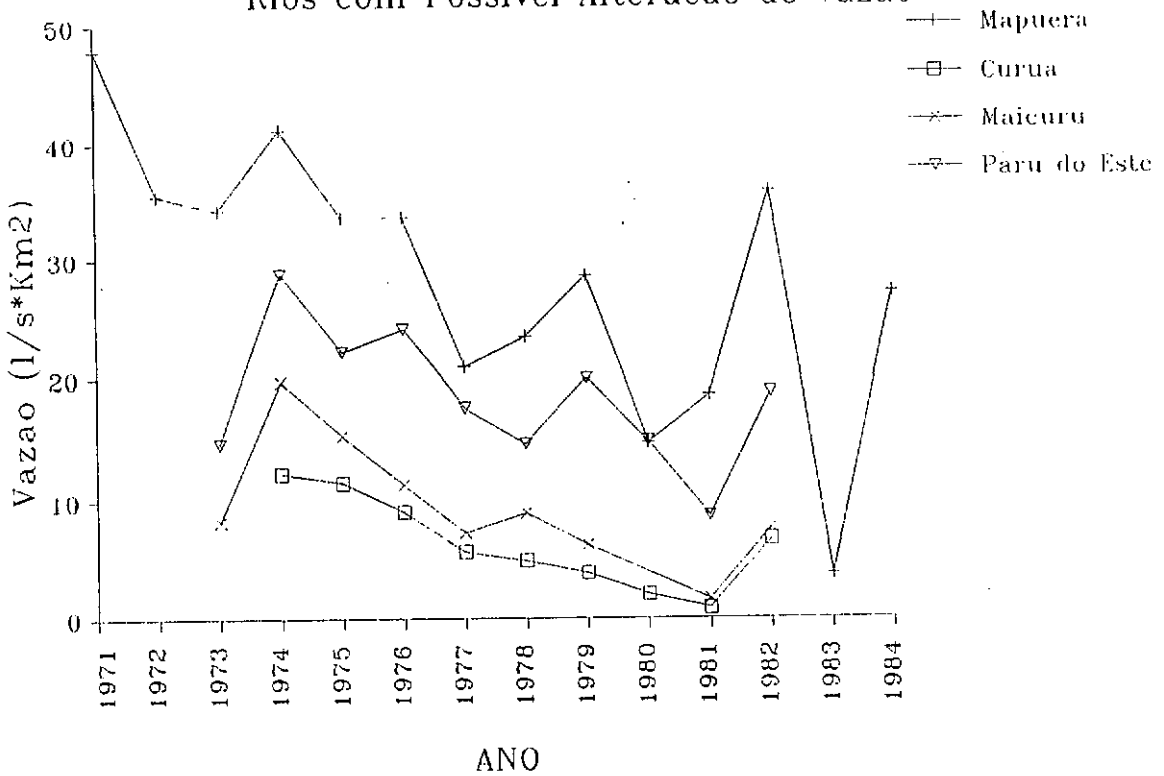


Figura 2.3 - Vazoes Maximias Anuais  
Rios com Possivel Alteracao de Vazao

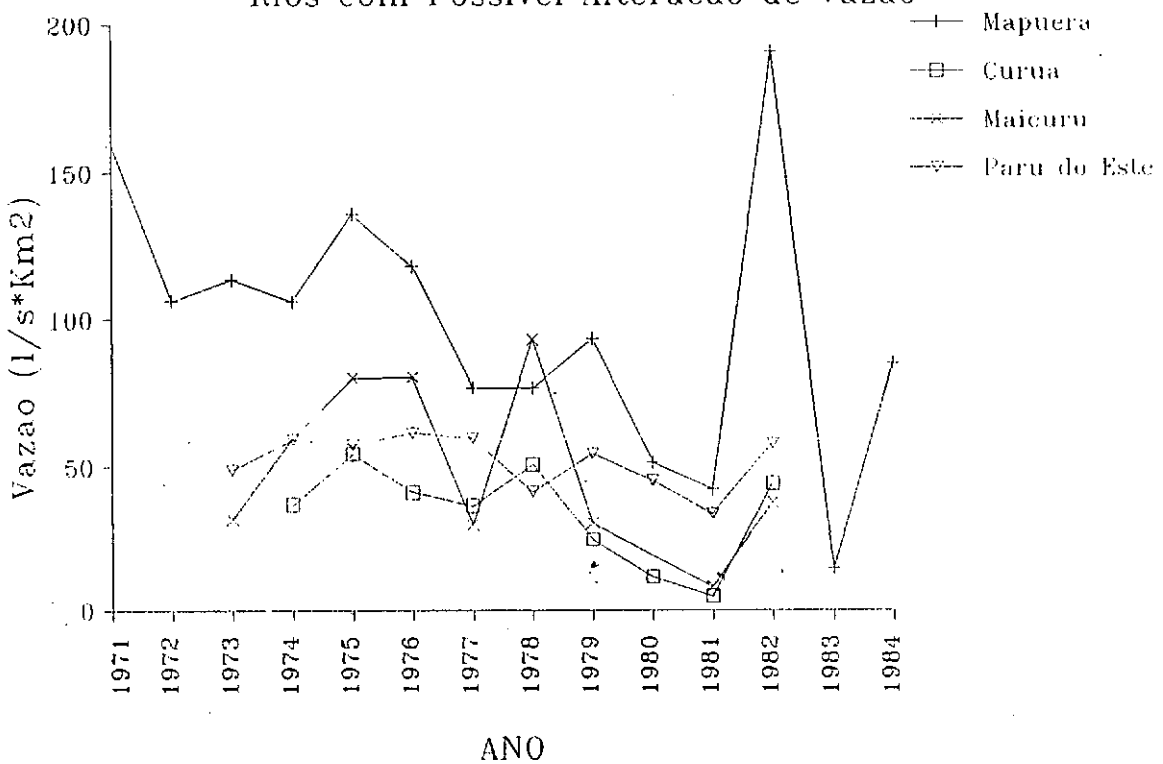




Figura 2.4 - Rio Mapuera em Est. Angelica  
Regressao Linear

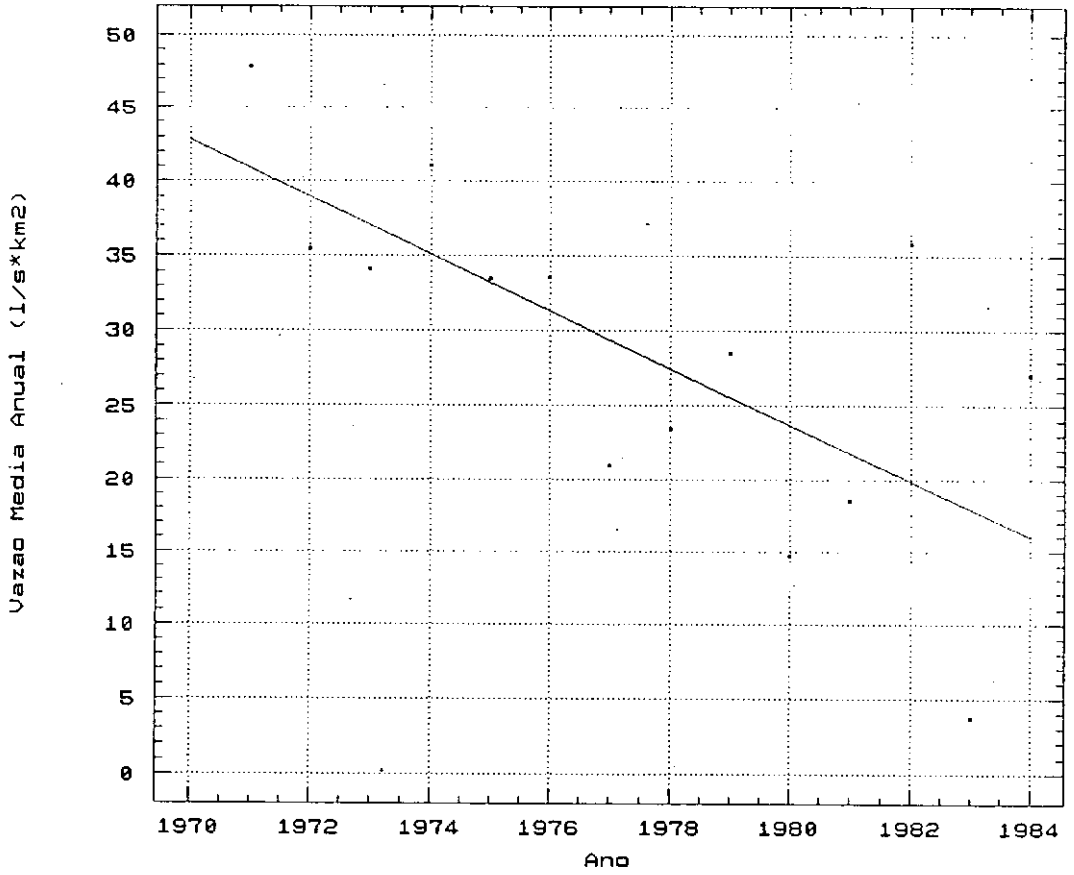


Figura 2.5 - Rio Curua em Boca do Inferno  
Regressao Linear

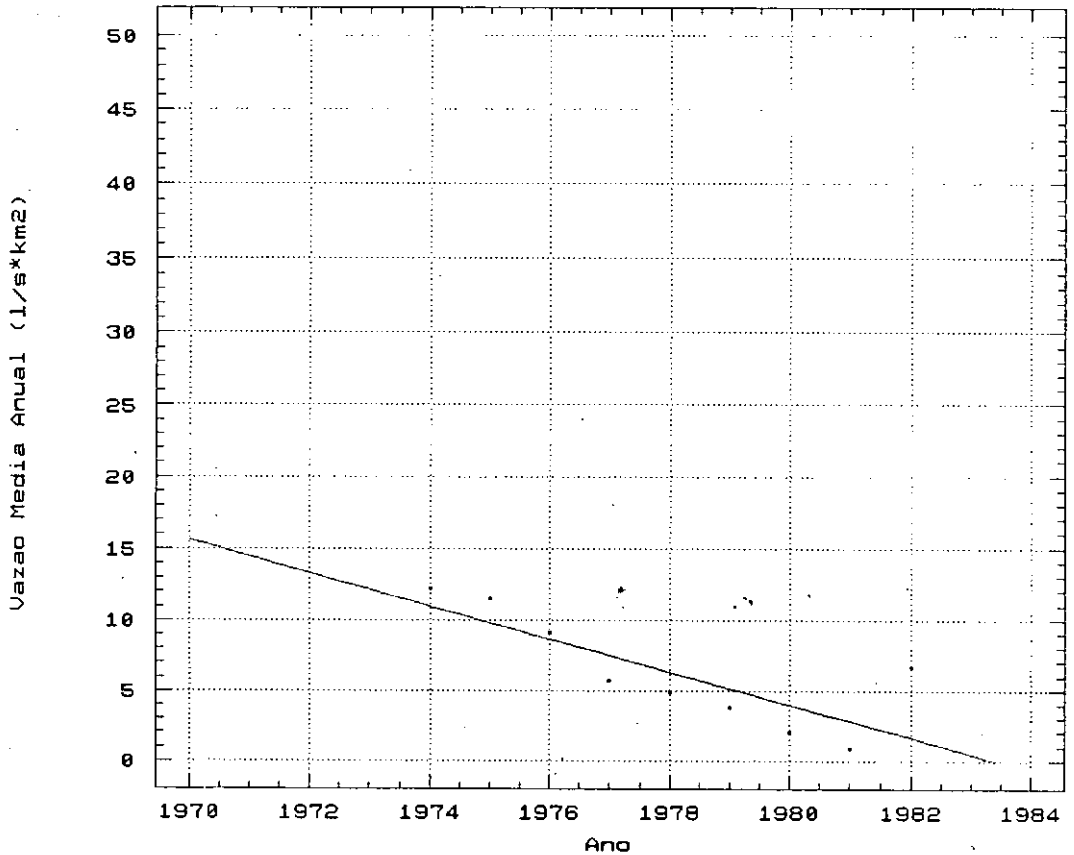


Figura 2.6 - Rio Maicuru em Arapari  
Regressao Linear

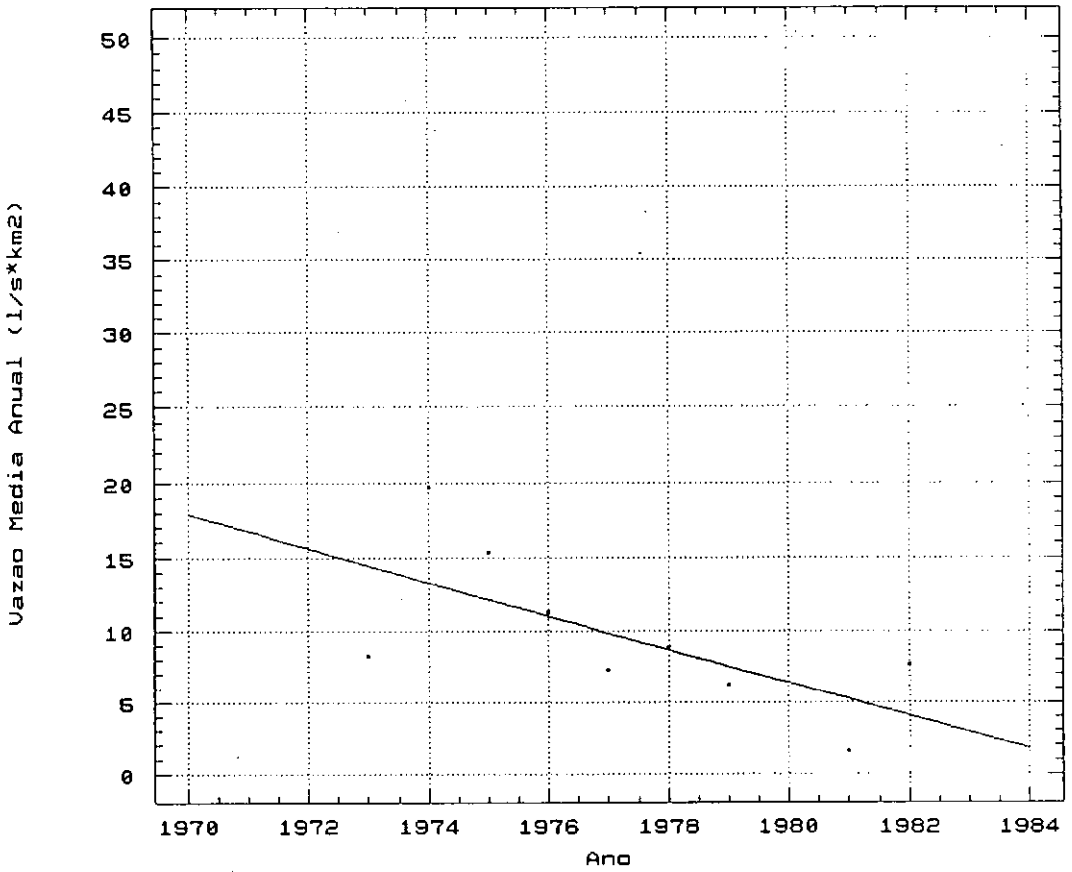
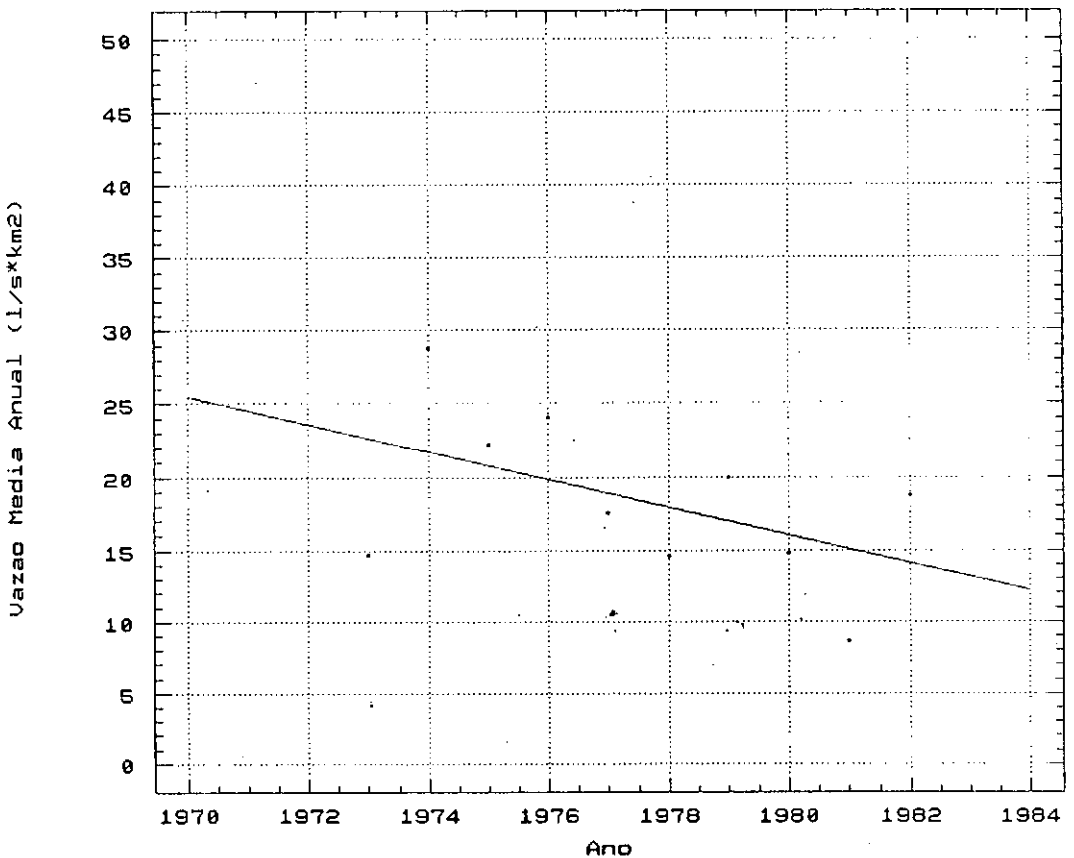


Figura 2.7-Rio Paru do Este em F.Paquira  
Regressao Linear



Quadro 2.3 – Regressão Linear

Rio			Regressão Linear ( $y = a + b \times \text{ano}$ )				
Nome	Estação		a	b	r	P( $\hat{R} < r \mid R=0$ )	
	Nome	Código				%	G.L.
Mapuera	Estirão Angélica	16500000	98453	-49,4	-0,70	0,56	12
Curuá	Boca do Inferno	17090000	48048	-24,2	-0,80	0,92	7
Maicuru	Arapari	18200000	56764	-28,4	-0,50	4,82	7
Paru do Este	Fazenda Paquira	18300000	28790	-14,5	-0,67	13,88	8

Levando-se em conta que o conjunto inicial é de 33 estações, seria normal encontrar 3 ou 4 estações com alguma tendência, em um teste estatístico com 10% de significância. Entretanto, 2 estações apresentam tendência a redução da vazão média anual ao longo do tempo com um nível de significância menor do que 1%. Nota-se também que esta tendência estatisticamente significativa é em sentido contrário aos resultados encontrados por STERNBERG (1987) e ROCHA et al. (1989), e as quatro bacias "suspeitas" localizam-se ao norte do Rio Amazonas, entre as cidades de Santarém e Parintins, próximas uma das outras. Para que se pudesse verificar se tal tendência é fruto de uma alteração de regime pluviométrico ou de desmatamento, dever-se-ia realizar a mesma análise com os dados pluviométricos da região para verificar se a tendência tem origem num fenômeno meteorológico. Lamentavelmente, no entanto, não existem dados de pluviometria em nenhuma das quatro bacias analisadas.

Já que os dados pluviométricos são inexistentes, tentou-se então, descobrir se alguma destas bacias possuía um processo de desmatamento em larga escala. Consultou-se o "Atlas de Desmatamento da Amazônia", elaborado pelo INPE, através de imagens de satélite. Entretanto, a área correspondente a estas bacias não foi levantada pela publicação até a sua edição de 1989. Os únicos dados de desmatamento disponíveis eram os do estado do Pará (BRASIL, 1988) grupados por municípios. Delimitou-se então, as bacias hidrográficas destes rios observando em que municípios elas estavam contidas. Com estes dados montou-se o quadro 2.4 a seguir.

Quadro 2.4 – Áreas Desmatadas das Bacias

Rio			Município			%
Nome	Estação		Nome	Área Total (Km <sup>2</sup> )	Área Desma- tada (Km <sup>2</sup> )	
	Nome	Área de Drenagem (Km <sup>2</sup> )				
Mapuera	Estirão Angélica	25866	Oriximiná	105.284	751	2,9
Curuá	Boca do Inferno	20803	Óbidos e Alenquer	24.181 22.106	992 1.590	12,4
Maicuru	Arapari	12569	Monte Alegre	17.673	1.629	13,0
Paru do Este	Faz. Paquira	30008	Almerin	52.060	1.531	5,1

A última coluna do quadro 2.4 apresenta o percentual de área desmatada na bacia calculada supondo a hipótese extrema que toda a área desmatada do município esteja dentro da bacia, isto é, estima-se o máximo valor percentual de desmatamento de cada bacia. Tal procedimento foi adotado já que a publicação citada não apresenta informações de desmatamento por bacia e nem mapas com localização dos desmatamentos.

O máximo percentual de desmatamento (13%) não parece ser suficiente para ser responsabilizado pela tendência de diminuir a vazão dos rios analisados, apesar de que a região é área de atuação do Polamazônia (Programa de Polos Agropecuários e Agrominerais da Amazônia) (BRASIL, 1985). Em conclusão, a carência de dados de pluviometria e de dados confiáveis quanto ao desmatamento torna impossível um melhor entendimento do fenômeno.

### 3 Modelagem Hidrológica

#### 3.1. Introdução

Existem diversos modelos que consideram a interação entre a superfície da terra e a atmosfera (Sellers, em DICKINSON et al., 1987). Estes modelos utilizam equações físicas para descrever os fluxos de água tanto na atmosfera como no sistema solo-vegetal. Entretanto, estes modelos são incapazes de fornecer uma previsão acurada da umidade do solo e servem apenas para analisar qualitativamente o resultado de alterações do uso da terra.

SELLERS et al. (1986) desenvolveram um modelo que é uma evolução dos modelos conceituais, usualmente utilizados em Hidrologia, capaz de responder as questões para as quais aqueles modelos não eram apropriados. Os autores chamam seu modelo de "biofísico", por apresentar uma descrição mais apurada do fluxo de água no interior dos vegetais e uma melhor representação do mecanismo de troca de calor entre a atmosfera e a superfície. Quando acoplado a modelos de circulação geral da atmosfera, permite prever mais realisticamente alterações locais e distantes causadas por mudanças no uso da terra, não só no mecanismo de geração de escoamento superficial, mas também no próprio processo de geração de precipitação. As séries temporais de umidade, temperatura, precipitação, insolação e vento, necessárias aos modelos biofísicos, passam a ser resultados da simulação conjunta destes modelos com os modelos de circulação geral da atmosfera.

#### 3.2. Desenvolvimento de um Modelo de Balanço Hídrico

##### 3.2.1 Introdução

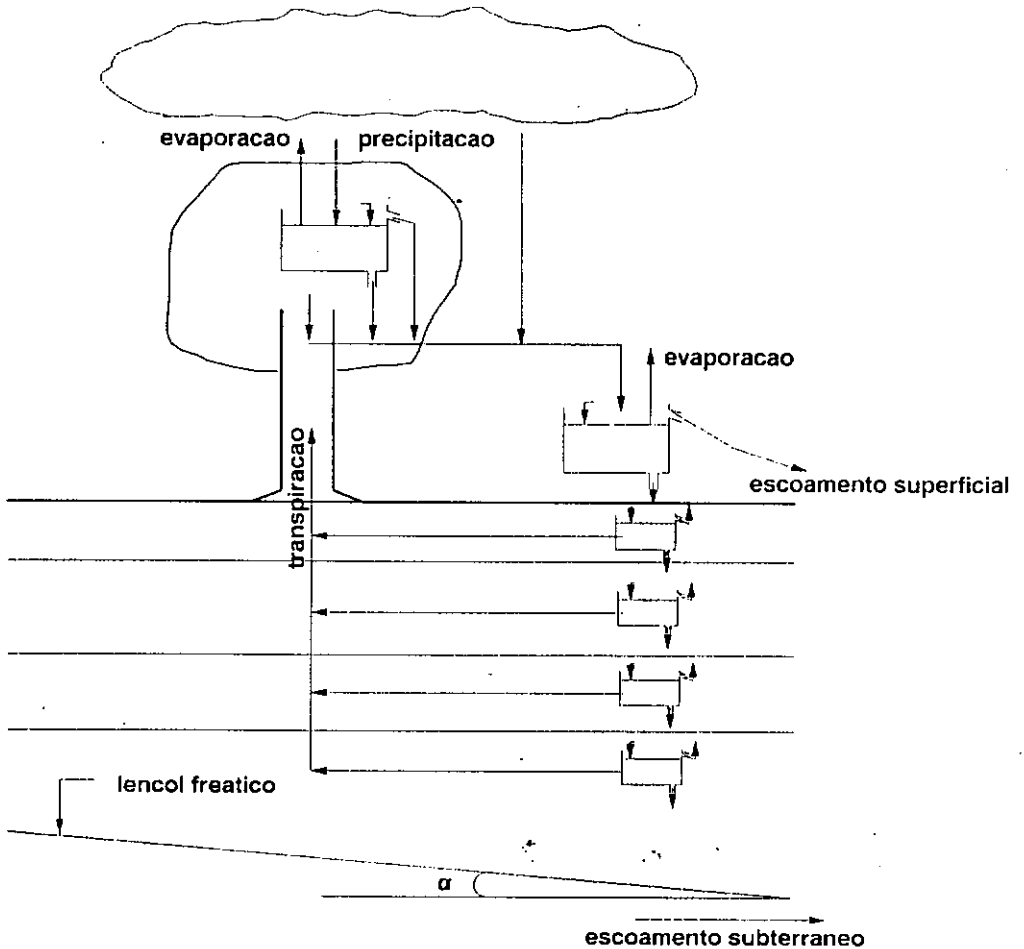
Para que se possa modelar o balanço hídrico de forma a se permitir a previsão de alterações causadas por modificações no meio ambiente, é necessário a utilização de um modelo cujos parâmetros sejam mensuráveis no campo e reflitam as alterações sofridas na bacia. Tal modelo deve representar os diversos estágios pelos quais a água passa, desde a precipitação até a chegada ao exutório da bacia. Um modelo deste porte seria extremamente complexo pois deveria acompanhar a trajetória de uma gota d'água até a chegada a uma calha fluvial. Em seguida, o modelo resolveria equações hidrodinâmicas de escoamento em canais (equações de Saint-Venant) até a chegada desta gota d'água ao exutório da bacia. Fica evidente que tal modelo não só necessitaria de informações de fluxos verticais, mas

também de dados de relevo da bacia, sua rede hidrográfica, etc. No presente trabalho, resolveu-se modelar apenas o fluxo de água na vertical.

O modelo aqui desenvolvido, chamado SIMBAH (SIMulação de BALanço Hídrico), acopla uma formulação desenvolvida por SHUTTLEWORTH (1988) para representação da evapotranspiração, a um modelo de solo baseado na equação de Darcy. Considera-se um reservatório de interceptação vegetal, um reservatório de retenção superficial, ambos sujeitos a evaporação direta, e diversos reservatórios no solo, sujeitos a extração de água através da transpiração vegetal e da percolação profunda. A figura 3.1 esquematiza os diversos reservatórios do modelo e os seus respectivos fluxos de água.

A seguir serão apresentadas a descrição das metodologias adotadas para cada módulo na confecção do modelo.

Figura 3.1 – Desenho Esquemático do Modelo SIMBAH



### 3.2.2 Modelagem da Evapotranspiração

Penman em 1948, partindo da equação de Dalton para o cálculo da evaporação em uma superfície de água, obteve uma expressão que leva em consideração a velocidade do vento sobre a superfície, tal como Dalton, e um termo relativo ao balanço de energia.

$$\lambda \times E = \frac{R_n \times \Delta + \gamma \times (e_a^* - e_a) \times r_a^{-1}}{\Delta + \gamma} \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1})$$

onde:

$\lambda$  = Calor latente de vaporização ( $\text{J} \times \text{kg}^{-1}$ )

$E$  = Taxa de evaporação ( $\text{m} \times \text{s}^{-1}$ )

$R_n$  = Radiação líquida sobre a superfície evaporante ( $\text{W} \times \text{m}^{-2}$ )

$\Delta$  = Aproximação para  $\frac{de^*}{dT}$  ( $\text{Pa} \times \text{K}^{-1}$ )

$e_a^*$  = Tensão de vapor saturada (Pa)

$e_a$  = Tensão de vapor (Pa)

$\gamma$  = Constante psicrométrica do ar ( $\text{Pa} \times \text{K}^{-1}$ )

$r_a$  = Resistência aerodinâmica ( $\text{s} \times \text{m}^{-1}$ )

Na expressão acima, a evaporação é atribuída a duas parcelas. A primeira, conhecida como termo de balanço de energia, depende da radiação líquida sobre a superfície evaporante ( $R_n$ ); da declividade ( $\Delta$ ) da curva de pressão de vapor de água saturada ( $e^*$ ) versus temperatura do ar e da constante psicrométrica do ar ( $\gamma$ ). A segunda parcela representa a equação proposta por Dalton e é conhecida como o termo aerodinâmico. Depende da diferença de tensão de vapor ( $e_a^* - e_a$ ); da resistência aerodinâmica ( $r_a$ ), que é a resistência imposta pela superfície evaporante a retirada de água pela ação da turbulência atmosférica; de  $\Delta$  e da constante psicrométrica do ar ( $\gamma$ ).

Monteith em 1963 partindo da equação desenvolvida por Penman, obteve para uma superfície coberta com vegetação a equação (1) a seguir:

$$\lambda \times E = \frac{R_n \times \Delta + \rho \times c_p \times (e_a^* - e_a) \times (\lambda \times r_a)^{-1}}{\Delta + \gamma \times \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (1)$$

onde:

$\rho$  = Densidade do ar úmido ( $\text{kg} \times \text{m}^{-3}$ )

$c_p$  = Calor específico do ar =  $1005 \text{ (J} \times \text{kg}^{-1} \times \text{K}^{-1}\text{)}$

$r_c$  = Resistência de superfície ( $\text{s} \times \text{m}^{-1}$ )

O termo  $r_c$  introduzido por Monteith em 1963 visa representar a resistência encontrada pelo vegetal no processo de extração de água do solo pelas raízes e na condução desta por todo o caule até a expulsão pelos estômatos das folhas.

LINSLEY et al. (1975) citam que o calor latente de vaporização ( $\lambda$ ), que é a energia necessária para evaporar 1 kg de água à temperatura constante, varia ligeiramente com a temperatura segundo a expressão abaixo:

$$\lambda = 3,1458 \times 10^6 - 2,3613 \times 10^3 \times T \text{ (J} \times \text{kg}^{-1}\text{)} \quad (2)$$

onde:

T = Temperatura da superfície (K)

BRUTSAERT (1982) apresentou uma equação para cálculo do valor de  $\Delta$  a partir da equação de Clausius–Clapeyron:

$$\Delta = \frac{0,622 \times \lambda \times e_a^*}{R_d \times T^2} \text{ (Pa} \times \text{K}^{-1}\text{)} \quad (3)$$

onde:

$R_d$  = Constante específica dos gases para o ar seco =  $287,04 \text{ (J} \times \text{kg}^{-1} \times \text{K}^{-1}\text{)}$

Já para o cálculo da tensão de vapor saturada ( $e_a^*$ ), BRUTSAERT (1982) apresentou a equação empírica abaixo, desenvolvida por Lowe em 1977:

$$e_a^* = (6984,505294 + T \times (-188,903931 + T \times (2,133357675 + T \times (-1,288580973 + T \times (4,393587233 + T \times (-8,023923082 \times 10^{-8} + 6,136820929 \times 10^{-11} \times T)))))) \times 100 \text{ (Pa)} \quad (4)$$

Morton (1983) expôs uma expressão para cálculo da pressão atmosférica em função da altitude (cf. DIAS, 1986):



$$P = 101325 \times \left[ \frac{288 - 0,0065 \times \text{Alt}}{288} \right]^{5,256} \text{ (Pa)} \quad (5)$$

onde:

Alt = Altitude em relação ao nível do mar (m)

A tensão de vapor ( $e_a$ ) pode ser calculada pela expressão abaixo:

$$e_a = \frac{P}{\frac{0,622}{q_e} + 0,378} \text{ (Pa)} \quad (6)$$

onde

$q_e$  = Umidade específica do ar ( $\text{kg} \times \text{kg}^{-1}$ )

A densidade do ar úmido ( $\rho$ ) pode ser calculada pela equação a seguir:

$$\rho = \frac{P - 0,378 \times e_a}{R_d \times T} \text{ (kg} \times \text{m}^{-3}\text{)} \quad (7)$$

Penman introduziu em 1948 o conceito da constante psicrométrica do ar ( $\gamma$ ) que pode ser expressa pela equação abaixo:

$$\gamma = \frac{c_p \times P}{0,622 \times \lambda} \text{ (Pa} \times \text{K}^{-1}\text{)} \quad (8)$$

Os termos restantes da equação de Penman–Monteith, resistência aerodinâmica ( $r_a$ ) e resistência de superfície ( $r_c$ ), são os mais sujeitos a controvérsia e de quantificação mais difícil e serão discutidos a seguir.

### 3.2.2.1 Resistência Aerodinâmica

Antes de se discutir o conceito de resistência aerodinâmica torna-se necessário introduzir o conceito de estabilidade da atmosfera. A atmosfera é dita neutra quando a temperatura não varia ou decresce pouco com a altitude, ou seja, uma massa de ar úmido deslocando-se verticalmente para cima esfria-se segundo um mesmo gradiente térmico atmosférico. Já a atmosfera é dita instável quando o seu

gradiente térmico é muito elevado e a temperatura diminui muito com a altitude. Neste caso, a massa de ar úmido é acelerada no seu processo de ascensão pela atmosfera. Por último, quando a atmosfera apresenta um perfil de temperatura invertido, ou seja, apresenta-se mais fria junto a superfície, dá-se o nome de atmosfera estável, pois uma massa de ar úmido evaporando é freada por ação da atmosfera e acaba retornando a superfície.

A determinação da resistência aerodinâmica foi alvo de diversos estudos. STIGTER (1980) apresentou diversas equações desenvolvidas por vários pesquisadores para o cálculo da resistência aerodinâmica ( $r_a$ ), bem como uma comparação das várias expressões.

OLIVER (1971), utilizando medições de velocidade do vento ( $u_r$ ) sobre uma floresta de pinheiros, verificou que para uma condição de atmosfera neutra o perfil de velocidades acima da copa das árvores era logarítmico e abaixo, apresentava-se de forma irregular. Utilizando a constatação acima, ele formulou a expressão para cálculo da velocidade do vento a uma certa altura acima do dossel:

$$u_r = \frac{u^*}{k} \times \ln \left[ \frac{Z_r - D}{Z_0} \right] \quad (m \times s^{-1}) \quad (9)$$

onde:

$u_r$  = Velocidade do vento na cota  $Z_r$  ( $m \times s^{-1}$ )

$u^*$  = Velocidade de atrito ( $m \times s^{-1}$ )

$k$  = Constante de Von Karman = 0,41

$Z_r$  = Cota de medição do vento acima do nível do solo (m)

$D$  = Deslocamento vertical da superfície evaporante (m)

$Z_0$  = Rugosidade da superfície (m)

A velocidade de atrito ( $u^*$ ) é definida como a velocidade de arrasto da camada limite atmosférica com a superfície. O termo  $D$  foi introduzido na equação acima para se representar o fato dos elementos rugosos não serem todos de mesma altura e portanto não poderem ser representados apenas como uma rugosidade de superfície e sim como um deslocamento da superfície evaporante. A rugosidade de superfície ( $Z_0$ ) pode ser interpretada como sendo o valor de rugosidade média que o vento encontra ao passar sobre a superfície. Cabe ressaltar que para uma cota igual a  $D + Z_0$  a equação acima fornece um valor para a velocidade do vento igual a zero, ou seja, é o deslocamento total do perfil logarítmico do vento

BRUTSAERT (1982) cita a expressão abaixo para o cálculo da resistência aerodinâmica.

$$r_a = \frac{u_r}{u^{*2}} \quad (\text{s} \times \text{m}^{-1}) \quad (10)$$

SHUTTLEWORTH (1988), para uma condição de atmosfera neutra na reserva Ducke (AM), utilizou a expressão acima para o cálculo da resistência aerodinâmica, substituindo-se o valor de  $u^*$  obtido pela equação (9).

$$r_a = \frac{\ln^2 \left[ \frac{Z_r - D}{Z_0} \right]}{k^2 \times u_r} \quad (\text{s} \times \text{m}^{-1}) \quad (11)$$

Segundo BRUTSAERT (1982), diversos autores analisaram dados de várias regiões e desenvolveram expressões empíricas para o cálculo de  $Z_0$ , em função da altura média da vegetação ( $h$ ) em metros. Paeschke (1937) provavelmente foi o primeiro pesquisador a se preocupar com a evaporação sobre superfícies cobertas com culturas agrícolas e grama e obteve a expressão abaixo:

$$Z_0 = \frac{h}{7,35} \quad (\text{m})$$

Tanner e Pelton (1960) confirmaram a equação obtida por Paeschke e propuseram uma nova expressão

$$Z_0 = \frac{h}{7,6} \quad (\text{m})$$

Plate (1961) introduziu novos dados aos analisados por Paeschke e ratificou sua equação. Para uma superfície coberta com barras quadradas transversais, Moore obteve uma expressão para cálculo de  $Z_0$ , que foi confirmada por Perry e Joubert (1963).

$$Z_0 = \frac{h}{7,5} \quad (\text{m})$$

Chamberlain (1966) analisando dados sobre uma superfície com grama artificial obteve a mesma equação acima. Chamberlain (1968), em um trabalho posterior, utilizando dados sobre uma superfície artificial com elementos em forma de onda chegou a resultados em que o denominador da expressão para cálculo de  $Z_0$  variava entre 4,2 e 16,6, e o valor médio obtido pelo autor forneceu a expressão que se segue:

$$Z_0 = \frac{h}{8} \quad (\text{m})$$

Monteith (1973) obteve para a rugosidade de superfície ( $Z_0$ ) e para o deslocamento da superfície evaporante as seguintes expressões:

$$Z_0 = 0,13 \times h \quad (\text{m})$$

$$D = 0,63 \times h \quad (\text{m})$$

BRUTSAERT (1982) apresenta uma síntese dos valores calculados de  $Z_0$  para vários tipos de superfície, em diversos experimentos, cujos resultados vão reproduzidos no quadro 3.1.

Quadro 3.1 – Alguns Valores Calculados de Rugosidade de Superfície ( $Z_0$ )

Descrição da Superfície	$Z_0$ (cm)	Referência
Lama ou Gelo	0,001	Sutton
Pista de Aeroporto	0,002	Bradley
Grandes Superfícies de Água (condições médias)	0,01–0,06	Várias referências
Gramma (1 cm de altura)	0,1	Sutton
Gramma (aeroporto)	0,45	Kondo
Gramma (pradaria em Nebraska)	0,65	Kondo
Gramma (artificial, 7,5cm de altura)	1,0	Chamberlain
Gramma (10 cm de altura)	2,3	Sutton
Gramma (50 cm de altura)	5,0	Sutton
Trigo (18 cm de altura)	2,44	Businger et al.
Gramma (alguns arbustos)	4,0	Deacon
Vegetação Alta (1 e 2 m de altura)	20,0	Fichtl and McVehil
Árvores (10 a 15 m de altura)	40–70	Fichtl and McVehil
Vegetação de Savana (25% árvores 8 m de altura, 65% de grama seca ≤ 1 m, grama queimada e areia 10%)	40,0	Garratt
Tóquio (Japão)	165,0	Yamamoto and Shimanuki

SHUTTLEWORTH (1988) utilizando os dados coletados em uma torre meteorológica montada na Reserva Ducke próximo a Manaus (AM), determinou os valores de  $Z_0$  e D para a região.

$$Z_0 = 170 \text{ cm}$$

$D = 26,3 \text{ m}$  para uma altura média de vegetação ( $h$ ) da ordem de 35 m;

É interessante notar que o valor de  $Z_0$  é superior ao máximo valor da tabela.

### 3.2.2.2 Resistência de Superfície

Como foi citado no item 3.2.2, Monteith em 1963 ao introduzir o conceito da resistência de superfície levava em conta a resistência total imposta pelo vegetal à transpiração. Penman e Schofield (1951) já haviam notado que a aplicação da equação de Penman sobre uma superfície não líquida acarretava erros sensíveis. Vários pesquisadores estudaram o mecanismo de transpiração vegetal em solos com disponibilidade hídrica e observaram que tal resistência se dava basicamente na superfície das folhas, especificamente através dos seus estômatos. Estes pesquisadores preferiram adotar o nome de resistência estomatal para classificar tal fenômeno. Deve-se observar que quando se introduziu este conceito, o solo foi considerado úmido, desprezando-se a resistência ao fluxo imposta pela sucção de um solo seco.

ROBERTS et al. (1990) estudaram diversos tipos de vegetação na Reserva Ducke (AM) e observaram que a condutância estomatal, que é igual ao inverso da resistência estomatal, varia muito durante o dia e com a altitude dentro da floresta. Uma mesma espécie, durante as horas de sol, se colocada a uma baixa altitude na floresta, apresenta uma taxa de condutância estomatal constante enquanto que, para uma cota superior a 3 metros, apresenta um nítido pico de condutância estomatal nas primeiras horas da manhã. Os autores também encontraram uma boa correlação entre a condutância estomatal, a radiação solar incidente e o déficit de umidade no ar e no solo.

SHUTTLEWORTH (1988) utilizando para a Reserva Ducke (AM) os mesmos dados, obteve uma equação para o cálculo da condutância de superfície, função da hora do dia (radiação) e tensão capilar no solo (déficit de água). Para tal, o autor utilizou as informações horárias de evaporação, radiação, déficit de umidade no ar, velocidade do vento e temperatura, e obteve uma série de valores de condutância de superfície ( $c_s$ ), através da equação de Penman–Monteith (1), substituindo:

$$r_c = \frac{1}{c_s} \quad (s \times m^{-1}) \quad (12)$$

Agrupando os diversos valores de  $c_s$  obtidos para cada hora do dia e ajustando-os a uma quadrática obteve:

$$c_s(t) = 12,17 - 0,531 \times (t-12) - 0,233 \times (t-12)^2 \quad (\text{mm} \times \text{s}^{-1}) \quad (13)$$

onde:

$t$  = Hora do dia (h)

com um coeficiente de correlação de 0,97.

A fim de explicar as variações na condutância de superfície em relação ao valor médio horário, calculado pela equação (13), o autor introduziu uma dependência também em relação a sucção capilar do solo, já que esta retrata o déficit de umidade, fruto da sazonalidade do regime pluviométrico. Utilizando informações de tensiômetros colocados no solo da floresta, obteve um fator de correção da condutância de superfície função da sucção capilar do solo, expresso na equação:

$$c_s(\psi) = 1,16 - 0,0047 \times \psi \quad (14)$$

onde:

$\psi$  = Sucção capilar no solo (kPa)

Para finalmente obter o valor da condutância de superfície, SHUTTLEWORTH (1988) compôs a equação (13) com a (14), chegando a expressão abaixo:

$$c_s(t, \psi) = (1,16 - 0,0047 \times \psi) \times [12,17 - 0,531 \times (t-12) - 0,233 \times (t-12)^2] \quad (\text{mm} \times \text{s}^{-1}) \quad (15)$$

A equação acima foi adotada neste trabalho já que o modelo será testado com os dados disponíveis da Reserva Ducke (AM).

### 3.2.3 Modelagem da Infiltração

Na modelagem da infiltração é necessário determinar quanto da água precipitada infiltra e quanto esco superficialmente. Para isto, observa-se que na determinação da taxa de infiltração que um solo é capaz de absorver, deve-se ter em mente que para taxas de precipitação inferiores a condutividade hidráulica

saturada ( $K_s$ ) do solo toda a precipitação infiltra. O mesmo não se pode afirmar para valores de precipitação superiores a  $K_s$ , necessitando-se então determinar o tempo de saturação do solo ( $t_p$ ), que é o instante no qual a capacidade de infiltração torna-se igual a taxa de precipitação. A partir deste instante, se a precipitação mantiver a mesma intensidade, parte da água precipitada irá escoar sobre a superfície do terreno, devendo-se calcular o excedente de precipitação como sendo a diferença entre a taxa de precipitação e a capacidade de infiltração do solo. O comportamento da capacidade de infiltração a partir deste instante é de decréscimo assintótico ao valor de  $K_s$ .

Vários modelos de solos foram desenvolvidos até o presente e quase todos utilizam o conceito do tempo de saturação do solo que foi preliminarmente introduzido por Green e Ampt em 1911. Para se calcular este parâmetro, utiliza-se a equação de Darcy, supondo um fluxo vertical num solo homogêneo não saturado com umidade inicial  $\theta_i$  diferente da umidade de saturação  $\theta_s$ . A equação de Darcy pode ser escrita da forma abaixo:

$$q = -K(\theta) \times \left[ \frac{\partial H}{\partial Z} \right] \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (16)$$

onde:

$q$  = Fluxo de água na direção  $Z$  ( $\text{m} \times \text{s}^{-1}$ )  
 $K(\theta)$  = Condutividade hidráulica ( $\text{m} \times \text{s}^{-1}$ )  
 $H$  = Carga hidráulica total ( $\text{m H}_2\text{O}$ )  
 $Z$  = Profundidade ( $\text{m}$ )

A carga hidráulica total pode ser dividida em dois termos, um de sucção e outro de posição:

$$H = \psi(\theta) - Z \quad (\text{m H}_2\text{O}) \quad (17)$$

onde:

$\psi(\theta)$  = Sucção ( $\text{m H}_2\text{O}$ )

Substituindo-se o valor da carga hidráulica total (17) na equação (16) tem-se:

$$q = -K(\theta) \times \left[ \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial Z} - 1 \right] \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (18)$$

Green e Ampt em 1911, analisando o movimento de água no solo, apresentaram uma equação para cálculo do tempo de saturação do solo ( $t_p$ ), supondo uma taxa de precipitação constante e inicialmente, uma distribuição uniforme de umidade no solo. O solo é considerado semi-infinito e o movimento da água no solo se dá sob a forma de um pistão. Ou seja, até a profundidade alcançada pela frente molhada no solo, este se encontra totalmente saturado. Chamando-se de  $Z_f$  a profundidade alcançada pela frente molhada,  $f^*$  a capacidade de fluxo máximo na direção  $Z$  (capacidade de infiltração) e aproximando-se as derivadas por diferenças finitas, a equação (18) pode ser escrita da seguinte forma:

$$f^* = -K(\theta_s) \times \left[ \frac{\psi(\theta_s) - \psi(\theta_i)}{Z_f} - 1 \right] \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (19)$$

onde:

$f^*$  = Capacidade de infiltração ( $\text{m} \times \text{s}^{-1}$ )

$Z_f$  = Profundidade alcançada pela frente molhada (m)

$\theta_s$  = Umidade de saturação do solo ( $\text{m}^3 \times \text{m}^{-3}$ )

$\theta_i$  = Umidade inicial do solo ( $\text{m}^3 \times \text{m}^{-3}$ )

Green e Ampt introduziram também o conceito de sucção da frente molhada, que vem a ser a sucção a que está sujeita a frente molhada ao penetrar em um solo inicialmente não saturado. Chamando-se:

$$\psi_f = \psi(\theta_i) - \psi(\theta_s) \quad (\text{m}) \quad (20)$$

onde:

$\psi_f$  = Sucção da frente molhada (m  $\text{H}_2\text{O}$ )

E substituindo-se em (19) tem-se:

$$f^* = K_s \times \left[ \frac{\psi_f}{Z_f} + 1 \right] \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (21)$$

onde:

$K_s$  = Condutividade hidráulica saturada ( $\text{m} \times \text{s}^{-1}$ )



Como foi afirmado anteriormente, no instante em que se chega ao tempo de saturação do solo ( $t_p$ ), a capacidade de infiltração ( $f^*$ ) é igual a taxa de precipitação ( $r_p$ ), e a profundidade alcançada pela frente molhada ( $Z_f$ ) pode ser calculada pela expressão a seguir:

$$Z_f = \frac{F_p}{\Delta\theta} \quad (\text{m}) \quad (22)$$

onde:

$F_p$  = Total infiltrado até o instante  $t_p$  (m)

$\Delta\theta = (\theta_s - \theta_i)$ . Déficit de umidade do solo ( $\text{m}^3 \times \text{m}^{-3}$ )

Substituindo-se os valores de  $Z_f$  e  $f^*$  na equação (21) obtém-se:

$$r_p = K_s \times \left[ \frac{\psi_f}{\frac{F_p}{\Delta\theta}} + 1 \right]$$

onde:

$r_p$  = Taxa de precipitação no instante  $t_p$  ( $\text{m} \times \text{s}^{-1}$ )

Portanto,

$$F_p = \frac{K_s \times \psi_f \times \Delta\theta}{(r_p - K_s)} \quad (\text{m}) \quad (23)$$

Como o volume total infiltrado até o tempo de saturação do solo é igual ao volume total precipitado tem-se:

$$\int_0^{t_p} r \, dt = \frac{K_s \times \psi_f \times \Delta\theta}{(r_p - K_s)}$$

Para uma taxa de precipitação constante ( $r$ ) obtém-se:

$$t_p = \frac{K_s \times \psi_f \times \Delta\theta}{r \times (r - K_s)} \quad (\text{s}) \quad (24)$$

A equação (24) é a equação obtida por Green e Ampt em 1911 para o cálculo do tempo de saturação do solo.

BROADBRIDGE e WHITE (1987) apresentaram uma comparação de diversos métodos para cálculo de  $t_p$  e chegaram a conclusão que a equação (24) tende a superestimar o valor de  $t_p$ . Alternativamente, propõem a expressão (25) para o cálculo de  $t_p$  que melhor se aproxima dos valores reais medidos. Os autores utilizam o conceito de sorptividade, introduzido preliminarmente por Philip em 1957. Este conceito está associado a capacidade que um determinado solo tem de absorver água.

$$t_p = \frac{M \times S^2}{(r - K(\theta_i)) \times (K_s - K(\theta_i))} \times \ln \left[ \frac{r - K(\theta_i)}{r - K_s} \right] \quad (s) \quad (25)$$

onde:

S = Sorptividade ( $m \times s^{-1/2}$ )

M = Parâmetro relacionado as propriedades hidráulicas do solo

O parâmetro M tem uma fraca dependência nas propriedades hidráulicas do solo. Para solos estáveis os autores afirmam que o valor de M está limitado entre os valores 0,5, e 0,66. Já para estudos em laboratório o valor deste parâmetro se aproxima do limite inferior, enquanto para estudos no campo o valor de M deve se aproximar de 0,6. Os autores sugerem o valor de 0,55 como sendo o mais indicado quando não se conhece as propriedades hidráulicas do solo.

Para se utilizar a equação (25) é necessário conhecer os valores de S e  $K(\theta_i)$ . Os autores citam que a determinação da sorptividade de um solo no campo é uma tarefa de fácil execução. Entretanto, caso não se disponha deste valor, é possível estimá-lo pela equação (26) extraída do trabalho de CLAPP e HORNBERGER (1978). Já para a determinação do valor de  $K(\theta_i)$ , estes últimos apresentam a equação (27) baseada no trabalho de Campbell.

$$S = \sqrt{2 \times K_s \times \psi_f \times \Delta \theta} \quad (m \times s^{-\frac{1}{2}}) \quad (26)$$

$$K(s) = K_s \times s^{\left(\frac{-2}{m} + 3\right)} \quad (m \times s^{-1}) \quad (27)$$

onde:

$s = \frac{\theta}{\theta_s}$  = Grau de saturação do solo

$m$  = Parâmetro associado ao formato dos poros do solo

Para CLAPP e HORNBERGER (1978) o parâmetro  $m$  é empírico e pode ser estimado através da curva de regressão que relaciona a sucção  $\psi(s)$  e  $s$  dada por:

$$\psi(s) = \psi_s \times s^{-1/m} \quad \text{para } s \leq 0,92 \quad (\text{m H}_2\text{O}) \quad (28)$$

$$\psi(s) = -c_1 \times (s - c_2) \times (s - 1) \quad \text{para } s > 0,92 \quad (\text{m H}_2\text{O}) \quad (29)$$

A adoção do valor limite do grau de saturação igual a 0,92 foi sugerido pelos autores que analisaram 1446 solos diferentes. De toda forma, este valor pode ser alterado para melhor se ajustar os dados de sucção à equação (28). Note que o valor de  $\psi_s$  corresponde ao valor da equação (28) para  $s = 1$ . O ajuste aos valores observados de sucção e umidade à equação (28) fornece os valores de  $m$  e  $\psi_s$ . A equação (29) representa o fato de que para valores muito elevados de grau de saturação a sucção tende a zero. Os valores de  $c_1$  e  $c_2$  são dados por:

$$c_1 = \psi(0,92) \times \left[ \frac{1}{0,0064} - \frac{1}{0,0736 \times m} \right] \quad (\text{m H}_2\text{O}) \quad (30)$$

$$c_2 = 0,84 - \left[ \frac{\psi(0,92)}{m \times c_1 \times 0,92} \right] \quad (31)$$

Os autores apresentaram uma equação proposta por Neuman em 1976 para a determinação da sucção da frente molhada ( $\psi_f$ ), alternativamente a equação (20).

$$\psi_f = \int_0^{\psi(s_i)} s \left( \frac{-2}{m} + 3 \right) \times d\psi$$

Integrando-se a equação acima, e desprezando-se a integração da parte parabólica da curva de sucção (equação 29) obtém-se:

$$\psi_f = \psi_s \times \left[ \frac{2 + 3 \times m}{1 + 3 \times m} \right] \quad (\text{m H}_2\text{O}) \quad (32)$$

Substituindo-se as equações (26), (27) e (32) na equação (25) e adotando-se o valor de  $M = 0,5$  obtém-se:

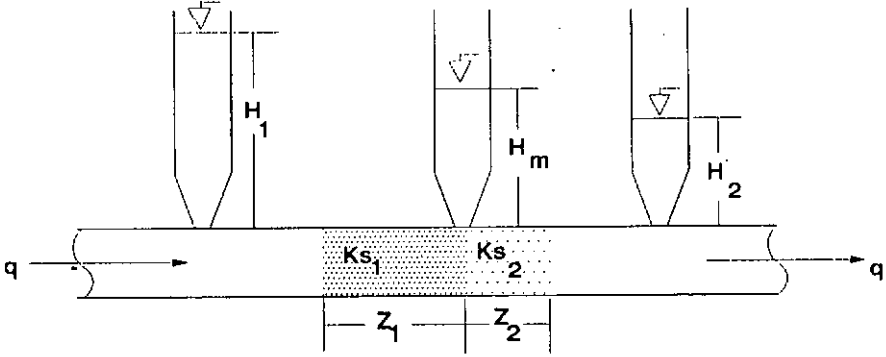
$$t_p = \frac{K_s \times \psi_f \times \Delta \theta}{(r - K(s_i)) \times (K_s - K(s_i))} \times \ln \left[ \frac{r - K(s_i)}{r - K_s} \right] \quad (s) \quad (33)$$

Para BROADBRIDGE e WHITE (1987) a frente molhada não se desloca no solo como um pistão e sim através de um processo de difusão, que parece representar melhor o processo de infiltração. Logo, a frente molhada, para estes pesquisadores, não se encontra totalmente saturada e portanto, alcança profundidades maiores que as calculadas pela metodologia de Green e Ampt. Observando-se a equação (21), nota-se que a capacidade de infiltração é inversamente proporcional a profundidade da frente, logo, é de se esperar que a equação de Green e Ampt (24) forneça valores superiores aos da equação (33). Entretanto, observa-se também que a tendência a majorar os valores de  $t_p$  diminui com o aumento da taxa de precipitação. Este resultado foi obtido quando simulou-se o desempenho das duas equações para uma série de dados artificiais. Cabe ressaltar que para taxas de precipitação superiores a duas vezes o valor de  $K_s$ , a diferença encontrada entre as duas equações decai rapidamente de um valor 50 %, até um valor de 12 %, para uma taxa de precipitação cinco vezes superior a  $k_s$ .

O modelo desenvolvido neste trabalho é um modelo discreto no tempo com taxa de precipitação variável ao longo do tempo e com o solo dividido em camadas finitas. O fato do modelo trabalhar com taxas de precipitação variáveis não causa qualquer alteração na expressão para cálculo de  $t_p$ , uma vez que dentro de cada intervalo de tempo a taxa de precipitação permanece constante. Neste trabalho utilizou-se a equação de Green e Ampt (24) para o cálculo de  $t_p$ , uma vez que se desconhece uma forma para determinação da profundidade da frente molhada para se empregar a metodologia de Broadbridge e White. Entretanto, utilizou-se a equação (32) para o cálculo da sucção a que está sujeita a frente molhada ( $\psi_f$ ), ao invés da equação (20). Adotou-se este procedimento para se reduzir o valor da sucção da frente molhada e por conseguinte reduzir o erro associado à utilização da metodologia de Green e Ampt.

O fato do modelo considerar o solo dividido em camadas, torna necessário calcular o valor da condutividade hidráulica saturada efetiva. A figura 3.2 a seguir, apresenta o experimento de Darcy quando da ocorrência de um solo dividido em duas camadas.

Figura 3.2 – Experimento de Darcy para Dois Solos Distintos



Da figura acima, utilizando-se a equação (16), pode-se escrever:

$$q = \bar{K}_s \times \left[ \frac{H_1 - H_2}{Z_1 + Z_2} \right],$$

$$q = K_{s1} \times \left[ \frac{H_1 - H_m}{Z_1} \right] \text{ e}$$

$$q = K_{s2} \times \left[ \frac{H_m - H_2}{Z_2} \right]$$

Resolvendo-se o sistema acima, obtém-se:

$$\bar{K}_s = \frac{Z_1 + Z_2}{\frac{Z_1}{K_{s1}} + \frac{Z_2}{K_{s2}}}$$

Generalizando-se:

$$\bar{K}_s = \frac{\sum_{j=1}^n Z_j}{\sum_{j=1}^n \frac{Z_j}{K_{sj}}} \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (34)$$

onde:

$n$  = número de camadas do solo

A equação (34) é utilizada para o cálculo da condutividade hidráulica saturada efetiva de uma frente molhada que tenha alcançado uma camada  $n$ .

Para o cálculo da condutividade hidráulica entre duas camadas de solo obtém-se:

$$\overline{K(s)} = \frac{Z_{j+1} + Z_j}{\frac{Z_{j+1}}{K(s_{j+1})} + \frac{Z_j}{K(s_j)}} \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (35)$$

### 3.2.4 Modelagem do Fluxo de Água no Solo

Somente nos intervalos de tempo em que a precipitação é menor ou igual a condutividade hidráulica saturada resultante do solo, o modelo efetua o cálculo dos fluxos de água entre camadas através da equação (18), substituindo-se as derivadas parciais por diferenças finitas. Substituindo-se  $K(\theta_i)$  por  $\overline{K(s)}$  obtido na equação (35) e rearrumando a equação obtém-se:

$$q_{j,j+1} = \frac{(\psi(s_{j+1}) - \psi(s_j)) + Z_j + Z_{j+1}}{\frac{Z_j}{K(s_j)} + \frac{Z_{j+1}}{K(s_{j+1})}} \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (36)$$

onde:

$q_{j,j+1}$  = Fluxo de água da camada  $j$  para a  $j+1$  ( $\text{m} \times \text{s}^{-1}$ )

$Z_j$  = Espessura da camada  $j$  (m)

$Z_{j+1}$  = Espessura da camada  $j+1$  (m)

O modelo calcula os fluxos no instante inicial e final do intervalo de tempo em função das condições de umidade nas camadas, utilizando o fluxo médio para a determinação do novo estágio final de umidade. O processo se repete até que o valor do fluxo médio convirja. Só então é processado um novo intervalo de tempo.

A utilização da equação (36) acima tem por objetivo redistribuir a umidade no solo nos períodos de estiagem ( $r \leq \overline{K_s}$ ).

Além da troca de água entre camadas do solo, o modelo também processa a extração de água pelas raízes dos vegetais de acordo com a equação de Penman-Monteith, descrita no item 3.2.2. Cabe ressaltar que a taxa de transpiração horária calculada pela equação (1), é multiplicada pelo percentual de

raízes em cada camada, obtendo-se assim uma taxa de extração de água do solo pelos vegetais, diferenciada por camada do solo. O percentual de raízes em cada camada do solo, pode ser medido no campo, e é extremamente importante para a reprodução de resultados experimentais de quantidade de água no solo.

Existe ainda um fluxo de água entre a camada mais profunda do solo e o aquífero profundo. Este fluxo é calculado pela equação abaixo, retirada do modelo SIB, desenvolvido por SELLERS et al (1987).

$$q_{\text{prof.}} = K(\theta_n) \times \text{sen } \alpha \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (37)$$

onde:

$q_{\text{prof.}}$  = Fluxo de água da última camada do solo para o lençol ( $\text{m} \times \text{s}^{-1}$ )

$n$  = Índice da última camada de solo

$\alpha$  = Ângulo de declividade do lençol (rad)

### 3.2.5 Modelagem dos Reservatórios

O modelo aqui desenvolvido é composto de um reservatório de interceptação vegetal, um reservatório superficial e diversos reservatórios em cascata no solo.

O reservatório de interceptação vegetal é alimentado por um percentual fixo da precipitação, e tem uma capacidade máxima de armazenamento, sendo ambos dados de entrada. Este reservatório está sujeito a três tipos de retirada de água. Um deles é a evaporação potencial, calculada pela equação (1), fazendo-se  $r_c = 0$ . O outro tipo de perda de água é por transbordamento, que ocorre toda vez que a quantidade de água no reservatório excede o valor máximo de armazenamento ( $\overline{S_f}$ ). E por último, temos uma taxa de perda de água por drenagem de fundo ( $D_r$ ). Esta drenagem de fundo representa fisicamente a perda de água armazenada nas folhas por ação do vento que as inclina ligeiramente, fazendo com que estas pinguem. Esta taxa é calculada segundo a equação proposta por SHUTTLEWORTH (1988) para a Reserva Ducke (AM).

$$D_r = 2,333 \times 10^{-8} \times \exp [5250 \times (S_f - \overline{S_f})] \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (38)$$

onde:

$D_r$  = Drenagem de fundo ( $m \times s^{-1}$ )

$S_f$  = Nível atual do reservatório (m)

$\overline{S}_f$  = Nível máximo do reservatório (m)

A equação da continuidade para o reservatório de interceptação vegetal pode ser escrita da seguinte forma:

$$T_r(t) = \max \{0, S_f(t-1) + r \times (1 - P_s - P_t) - EP - D_r - \overline{S}_f\} \quad (m \times s^{-1}) \quad (39)$$

$$S_f(t) = \max \{0, \min \{S_f(t-1) + r \times (1 - P_s - P_t) - EP - D_r, \overline{S}_f\}\} \quad (m) \quad (40)$$

onde:

$S_f(t)$  = Nível do reservatório no instante final (m)

$S_f(t-1)$  = Nível do reservatório no instante inicial (m)

$T_r(t)$  = Vertimento do reservatório de interceptação vegetal ( $m \times s^{-1}$ )

$r$  = Taxa de precipitação ( $m \times s^{-1}$ )

$P_s$  = Percentual de água que cai direto no solo

$P_t$  = Percentual de água que escou pelos troncos

$EP$  = Taxa de evaporação potencial, calculada pela equação (1), fazendo-se  $r_c = 0$ . ( $m \times s^{-1}$ )

O reservatório superficial é alimentado pela precipitação direta, pela drenagem e transbordamento do reservatório de interceptação vegetal e sofre perdas por evaporação, drenagem de fundo e transbordamento. A evaporação a que está sujeito este reservatório é igual a evaporação potencial (EP) multiplicada por uma constante ( $\beta$ ) que retrata o grau de dificuldade de evaporação do reservatório em função da cobertura vegetal. Tal constante é um dado de entrada do modelo. A drenagem de fundo é assumida como sendo igual a condutividade hidráulica saturada da 1ª camada de solo e o transbordamento ocorre toda vez que o nível do reservatório ultrapassa o valor máximo ( $\overline{S}_f$ ). O autor não tem conhecimento de medições de campo que permitam estimar  $\beta$  e  $\overline{S}_f$ .

A equação da continuidade para o reservatório superficial é apresentada a seguir:



$$R_o = \max \{0, S_s(t-1) + r \times (P_s + P_t) + T_r(t) + D_r - EP \times \beta - D_r' - \overline{S_s}\} \quad (m \times s^{-1}) \quad (41)$$

$$S_s(t) = \max \{0, \min \{S_s(t-1) + r \times (P_s + P_t) + T_r(t) + D_r - EP \times \beta - D_r', \overline{S_s}\}\} \quad (m) \quad (42)$$

onde:

$S_s(t)$  = Nível de armazenamento do reservatório no instante final (m)

$S_s(t-1)$  = Nível de armazenamento do reservatório no instante inicial (m)

$R_o$  = Escoamento Superficial ( $m \times s^{-1}$ )

$\beta$  = Constante que depende do tipo de cobertura vegetal

$D_r' = K_{s_1}$  = Drenagem de fundo ( $m \times s^{-1}$ )

O número de reservatórios do solo é igual ao número de camadas consideradas. Eles possuem três fluxos distintos: o primeiro deles se dá na interface com o reservatório superior, cujo sentido depende das condições de umidade nos dois reservatórios, bem como de suas propriedades físicas; o segundo se dá de mesma forma com o reservatório inferior; e o terceiro se dá pela extração de água pelas raízes.

Logo, pode-se escrever a equação da continuidade para cada camada de solo:

$$V_j(t) = \max \{0, SSOL_j(t-1) + q_{j-1,j} - q_{j,j+1} - E_{rj} - Z_j \times \theta_s\} \quad (m \times s^{-1}) \quad (43)$$

$$SSOL_j(t) = \max \{0, \min \{SSOL_j(t-1) + q_{j-1,j} - q_{j,j+1} - E_{rj}, Z_j \times \theta_s\}\} \quad (m) \quad (44)$$

onde:

$SSOL_j(t)$  = Nível de armazenamento do reservatório da camada de solo j para o instante t (m)

$SSOL_j(t-1)$  = Nível de armazenamento do reservatório da camada de solo j para o instante t-1 (m)

$V_j(t)$  = Vertimento do reservatório da camada de solo j ( $m \times s^{-1}$ )

$E_{rj}$  = Retirada de água pelas raízes na camada j para transpiração ( $m \times s^{-1}$ )

### 3.2.6 Validação da Modelagem de Evapotranspiração

Com os dados meteorológicos da Reserva Ducke (AM), efetuou-se o cálculo da evapotranspiração, sem no entanto corrigi-la com a equação (14), pois desejava-se testar o desempenho da rotina isoladamente, sem a influência do solo. Cabe ressaltar que o modelo de evapotranspiração é semelhante ao desenvolvido por SHUTTLEWORTH (1988). A principal diferença entre os dois modelos reside no fato do reservatório de intercepção vegetal do modelo aqui desenvolvido estar sujeito a uma taxa de evaporação potencial, enquanto o do outro autor a uma parcela desta, calculada como proporcional ao percentual de armazenamento do reservatório. Logo, o objetivo desta validação é testar a rotina implementada neste trabalho excluindo-se a correção do solo, contra o modelo desenvolvido por aquele pesquisador, bem como evidenciar ligeiras diferenças entre as séries temporais de dados utilizados por Shuttleworth e as séries temporais de dados utilizados neste trabalho.

O quadro 3.2 a seguir, apresenta os valores dos parâmetros adotados para o cálculo, que são os mesmos utilizados por SHUTTLEWORTH(1988).

Quadro 3.2 – Parâmetros do Modelo de Evapotranspiração para a Reserva Ducke (AM)

Altitude (ALT) = 125,00 (m)
Cota de medição ( $Z_r$ ) = 45,00 (m)
Deslocamento do plano zero (D) = 26,30 (m)
Rugosidade de superfície ( $Z_0$ ) = 1,70 (m)
Capacidade de armazenamento máximo
• reservatório de intercepção vegetal ( $\overline{S_f}$ ) = 0,74 (mm)
• reservatório de superfície ( $\overline{S_s}$ ) = 0,00 (mm)
Percentual de água que cai direto no solo ( $P_s$ ) = 8 (%)
Percentual de água que escorre pelos troncos ( $P_t$ ) = 1,8 (%)
Percentual de água que evapora do reservatório de superfície ( $\beta$ ) = 0,0 (%)

Resolveu-se adotar o valor zero para  $\overline{S_s}$  e  $\beta$ , pois a modelagem desenvolvida por SHUTTLEWORTH (1988) não possui um reservatório de superfície.

As diferenças encontradas entre as séries temporais adotadas neste trabalho e as utilizadas por Shuttleworth são devidas ao fato de se só possuir uma única série de

dados, enquanto que Shuttleworth dispõe de diversas séries de dados em locais próximos e em diversas altitudes.

O quadro 3.3 mostra os totais mensais de precipitação e radiação líquida utilizados, bem como os resultados dos cálculos da evaporação e interceptão vegetal obtidos por SHUTTLEWORTH (1988) e pelo modelo SIMBAH. As figuras 3.3 e 3.4 a seguir apresentam as séries temporais que compõem o balanço hídrico local para os dois resultados.

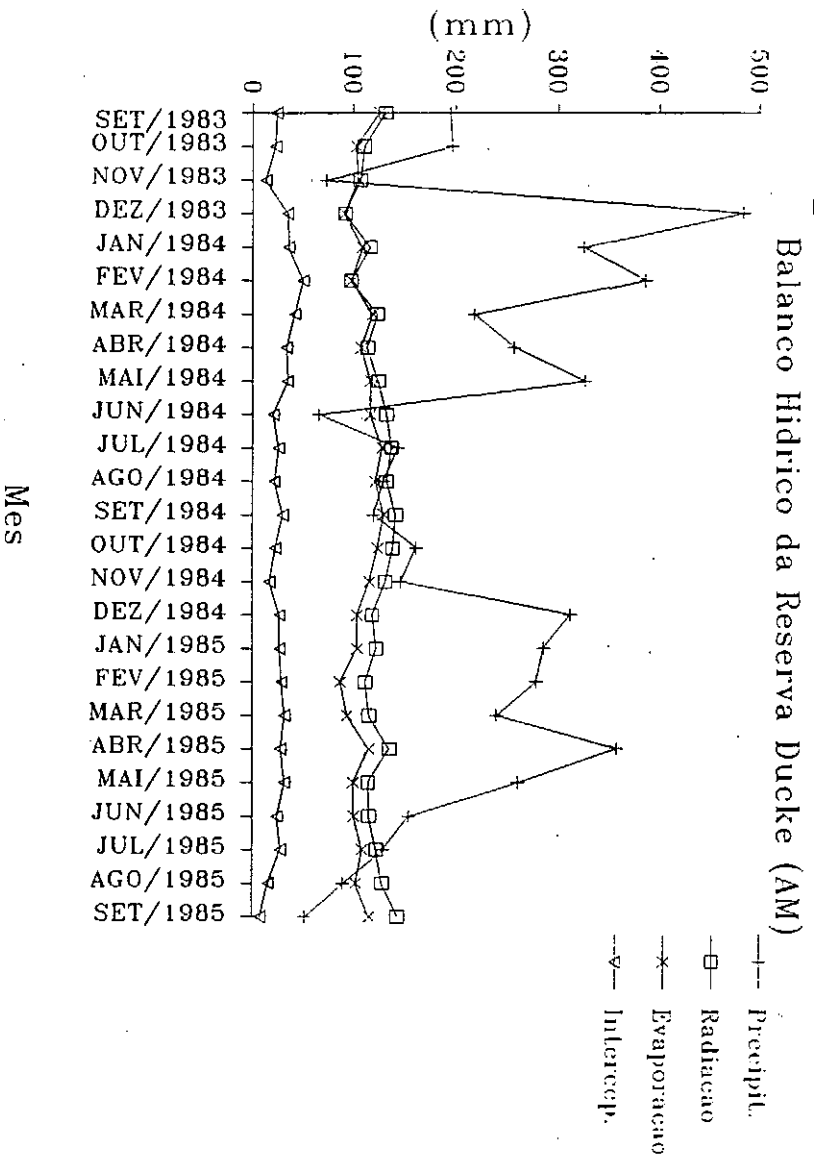
Analisando-se os resultados, pode-se concluir que os valores obtidos pelo modelo se assemelham bastante aos conseguidos por Shuttleworth.

Cabe ressaltar que em alguns meses onde haviam lapsos de informação Shuttleworth preencheu os dados através de regressões, atitude esta não adotada neste trabalho. De qualquer forma, os meses onde houve preenchimento de falhas vão marcados com um asterisco.

Quadro 3.3 - Balanço Hídrico Local

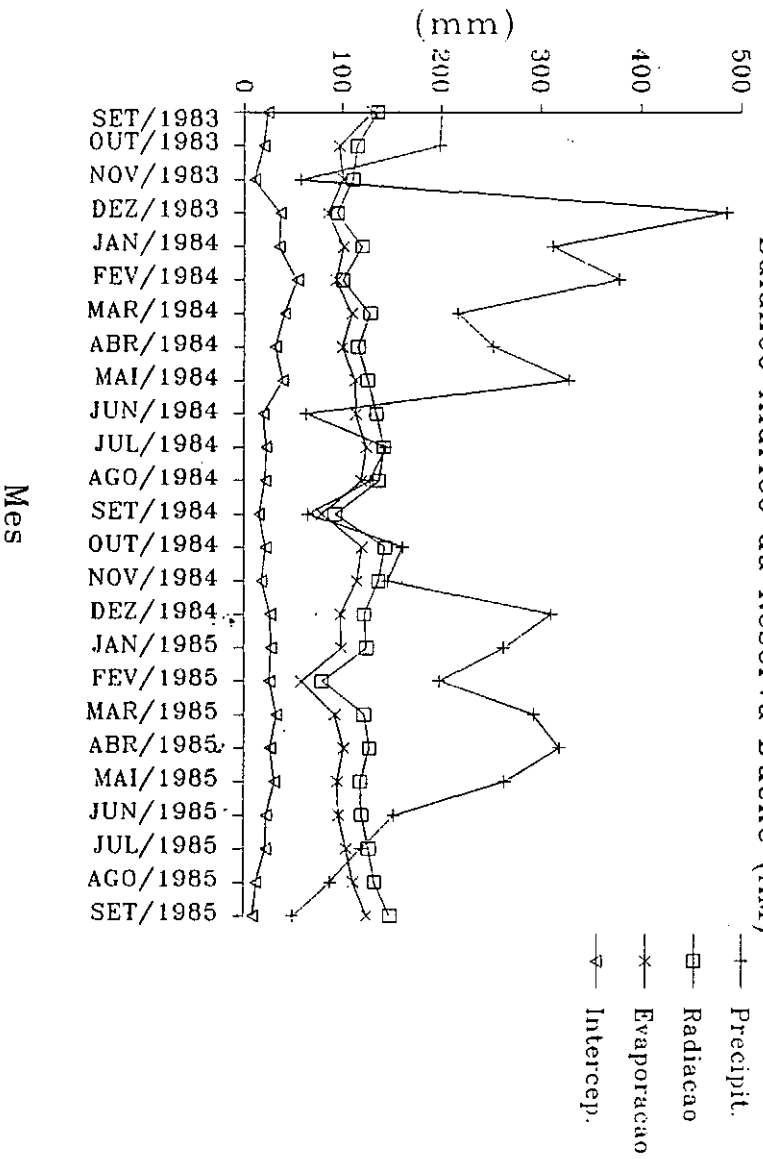
Mes/Ano	Precipitação (mm)		Radiação (mm)		Evaporação (mm)		Intercepção (mm)	
	Shuttle -worth	Simbah	Shuttle -worth	Simbah	Shuttle -worth	Simbah	Shuttle -worth	Simb.
Set/1983	195	201	132	136	126	130	24	24
Out/1983	197	199	111	115	103	97	23	20
Nov/1983	73	58	107	111	105	101	13	11
Dez/1983	484	485	92	95	91	86	35	37
Jan/1984	325	312	117	120	109	102	36	36
Fev/1984	386	378	98	101	98	94	50	55
Mar/1984	218	217	124	128	119	110	42	42
Abr/1984	257	253	114	116	108	100	34	32
Mai/1984	326	328	125	126	117	113	35	40
Jun/1984	66	63	133	135	117	114	21	20
Jul/1984	144	144	138	142	129	124	26	23
Ago/1984	130	128	133	137	122	119	22	22
Set/1984 *	120	65	142	93	130	79	30	15
Out/1984	162	161	139	143	124	119	23	22
Nov/1984	147	146	132	137	116	115	17	18
Dez/1984	312	310	119	122	104	98	27	27
Jan/1985	286	263	123	124	104	99	27	27
Fev/1985 *	279	198	112	79	87	58	29	26
Mar/1985 *	240	293	116	122	94	92	32	33
Abr/1985 *	357	318	136	128	116	101	28	27
Mai/1985	261	264	115	118	100	95	32	31
Jun/1985	155	152	116	120	101	96	25	23
Jul/1985	130	119	123	127	109	104	28	22
Ago/1985	90	88	129	133	103	111	16	13
Set/1985	52	50	144	148	116	125	8	9
Total	5392	5193	3070	3055	2748	2581	683	656
% Precip.	100	100	57	59	51	50	13	13

### Figura 3.3 – Modelo Shuttleworth



### Figura 3.4 – Modelo SIMBAH

Balanco Hidrico da Reserva Duque (AM)



### 3.2.7 Validação da Modelagem de Infiltração

MEIN e LARSON (1971) analisaram diversos dados de solos para validação do seu modelo de infiltração. O quadro 3.4 apresenta um resumo dos dados utilizados pelos autores.

Quadro 3.4 – Solos Analisados

Denominação do Solo	$\psi_f$ (mm H <sub>2</sub> O)	K <sub>s</sub> (mm/h)	$\theta_s$ (mm <sup>3</sup> /mm <sup>3</sup> )
Columbia Sandy Loam	238,3	50,0400	0,518
Guelph Loam	313,8	13,2120	0,523
Ida Silt Loam	74,3	1,0512	0,530
Yolo Light Clay	223,6	0,4428	0,499

Com os pontos das curvas de sucção versus umidade de cada solo, ajustou-se uma equação do tipo potência, segundo a metodologia desenvolvida por CLAPP e HORNBERGER (1978), já exposta no item 3.2.3. As figuras 3.5 à 3.8 mostram os pontos e as curvas ajustadas, e o quadro 3.5 os parâmetros, de acordo com as equações (28) e (32).

Quadro 3.5 – Parâmetros da Equação de Clapp e Hornberger

Denominação do Solo	$\psi_f$ (mm H <sub>2</sub> O)	m	$\psi_s$ (mm H <sub>2</sub> O)
Columbia Sandy Loam	232,7	0,7536	178,11
Guelph Loam	336,0	0,2472	213,42
Ida Silt Loam	111,9	0,1426	65,78
Yolo Light Clay	261,1	0,2050	161,25

Pode-se observar que a metodologia de Clapp e Hornberger leva a valores de  $\psi_f$  ligeiramente diferentes dos calculados por Mein e Larson, principalmente no caso do solo Ida Silt Loam, onde a diferença supera a casa de 50%. Tal discrepância acarretará nestes casos, em valores de tempo de saturação do solo ( $t_p$ ), listados na última coluna do quadro 3.6, ligeiramente diferentes daqueles utilizados como referência pelos autores.

Para os solos acima com condições de umidade inicial e precipitação iguais as utilizadas pelos autores, calculou-se por intermédio da equação (24) o valor exato de  $t_p$  e em seguida executou-se a rotina de infiltração do modelo. Os resultados vão listados no quadro 3.6. Pode-se observar que o objetivo desta validação é comparar os valores obtidos para o tempo de saturação do solo calculados pela equação (24) com os obtidos através da rotina de infiltração do modelo SIMBAH, que utiliza a mesma equação, porém de forma discreta, tanto no tempo quanto na profundidade.

Figura 3.5 - Columbia Sandy Loam  
Curva de Succao X Umidade

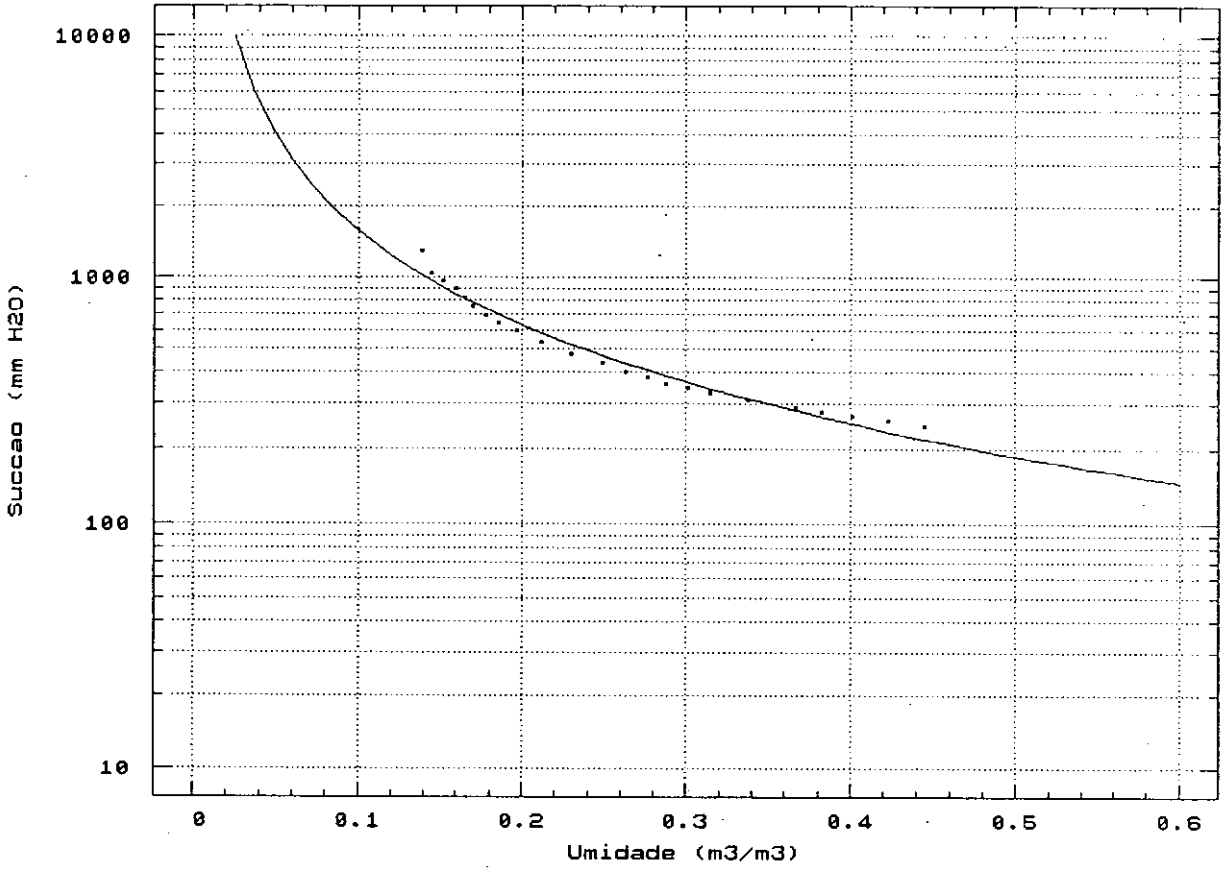


Figura 3.6 - Guelph Loam  
Curva de Succao X Umidade

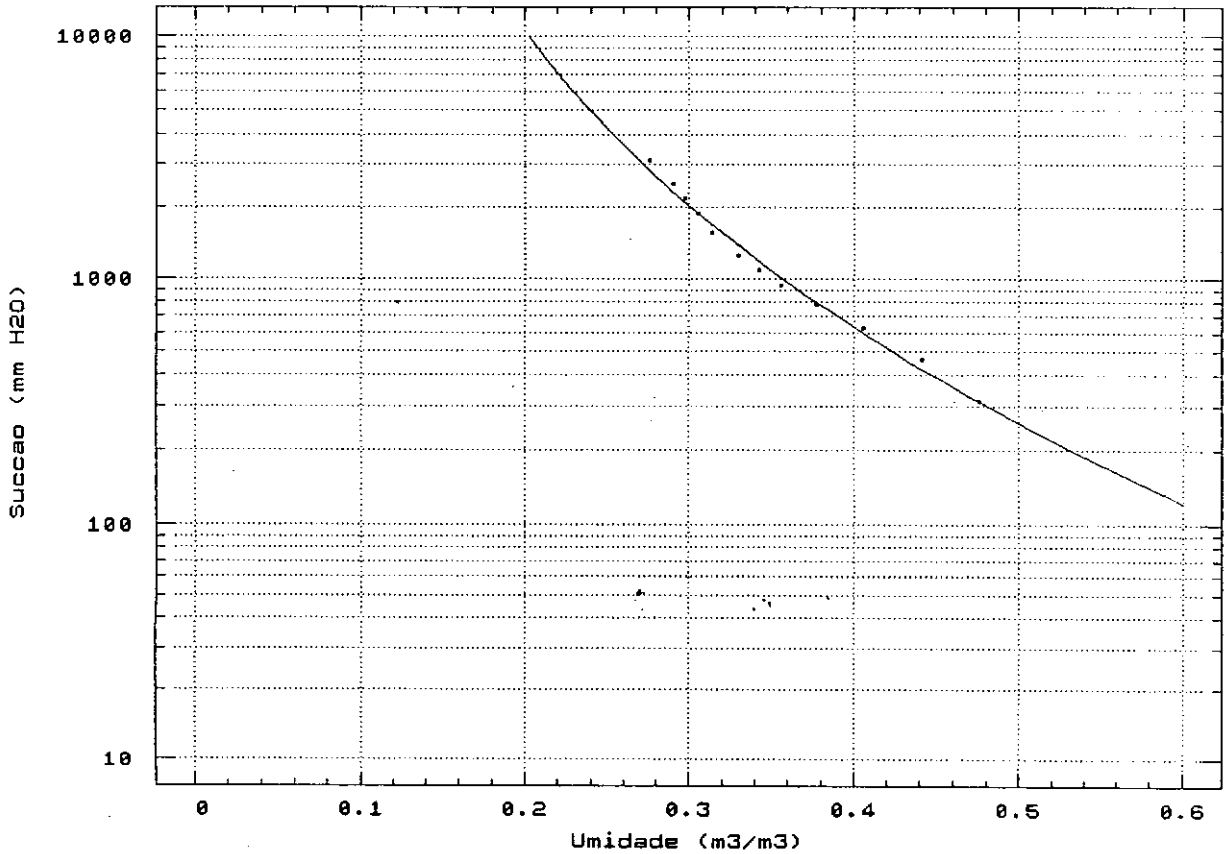


Figura 3.7 - Ida Silt Loam  
Curva de Succao X Umidade

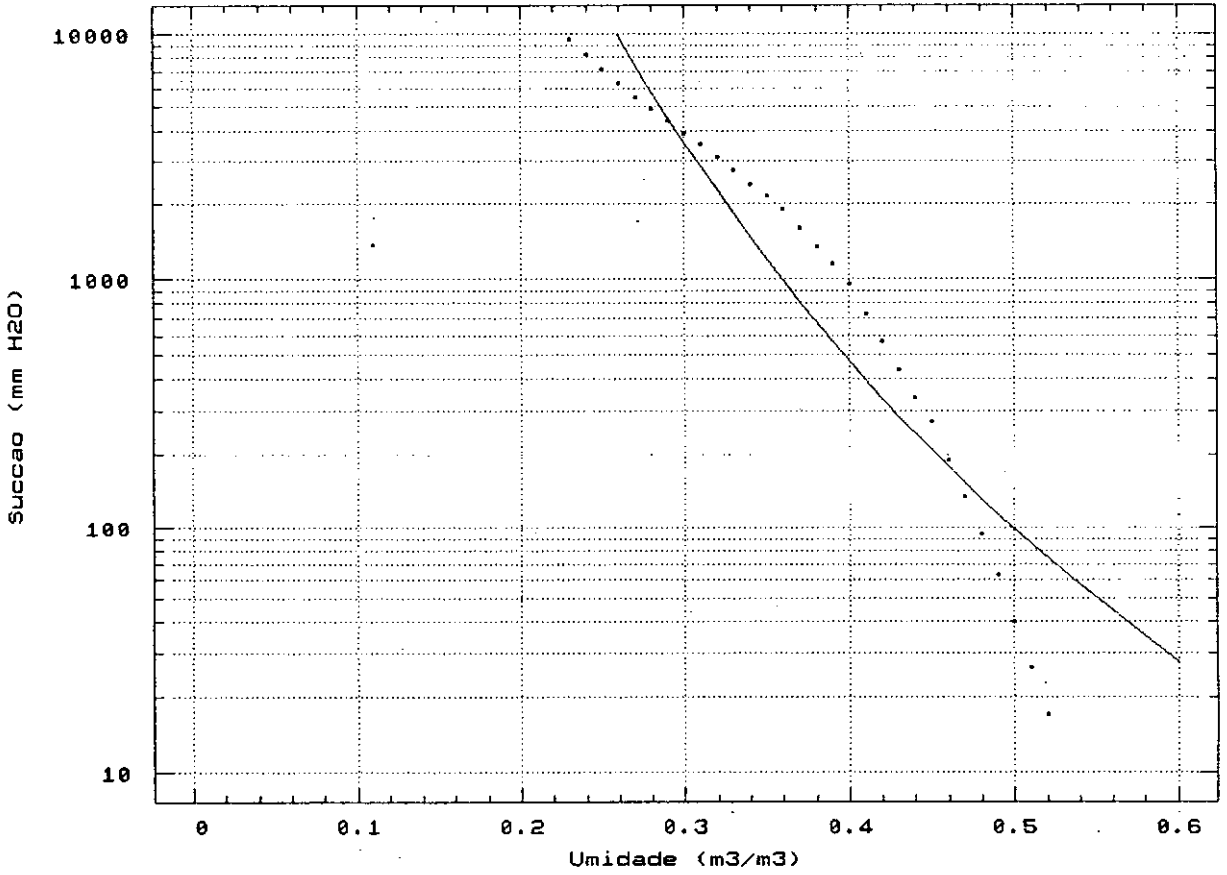
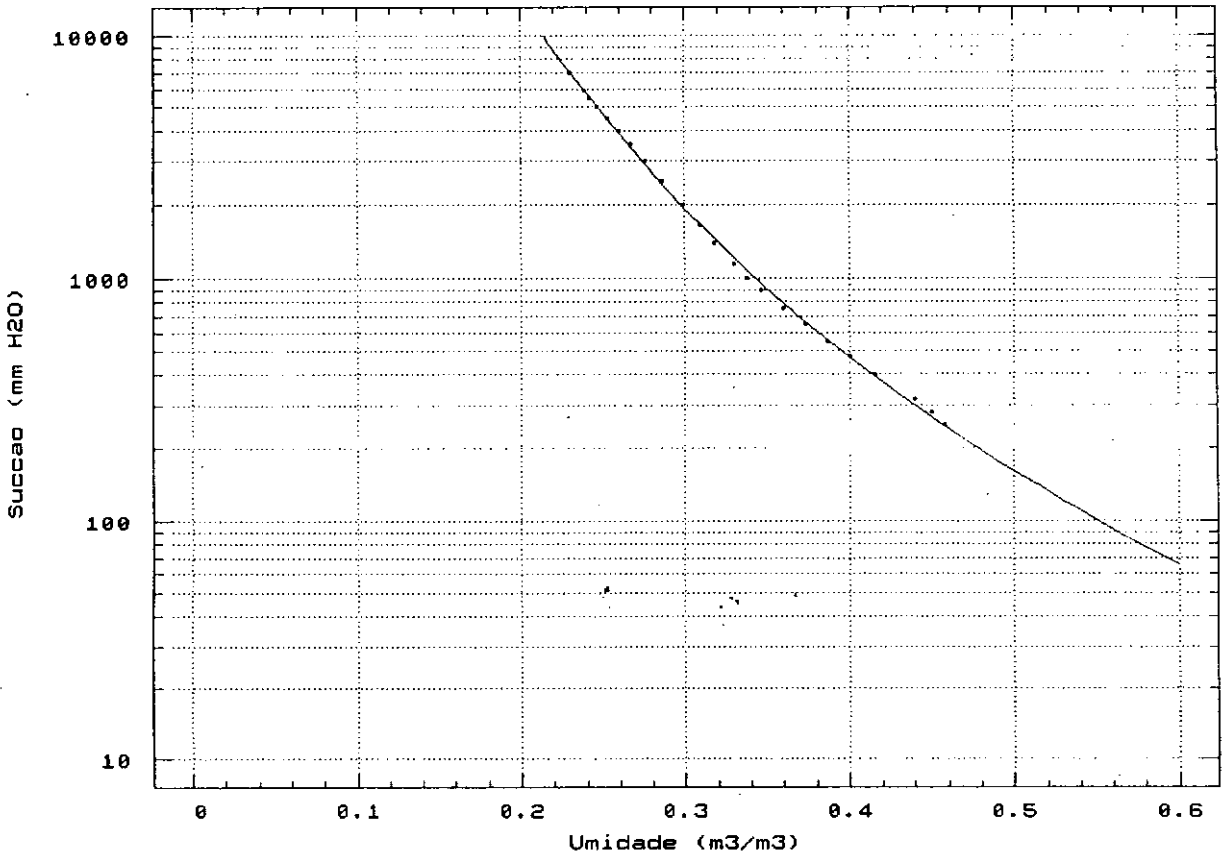


Figura 3.8 - Yolo Light Clay  
Curva de Succao X Umidade



Quadro 3.6 – Comparação da equação de Green e Ampt (24) com o Modelo SIMBAH

Denominação do Solo	Grau de Saturação (%)	Precipitação (mm/h)	Eq. 24 $t_p$ (s)	Modelo $t_p \pm 30$ (s)
Columbia Sandy Loam	24,13	100,080	3.290	3.270
	48,26	100,080	2.243	2.250
Guelph Loam	57,36	52,848	1.701	1.710
	57,36	105,696	365	390
	66,92	52,848	1.320	1.290
	66,92	105,696	283	270
Ida Silt Loam	47,17	2,1024	53.650	53.610
	47,17	4,2048	8.942	8.910
	47,17	6,3072	3.577	3.570
	47,17	8,4096	1.916	1.890
Yolo Light Clay	50,10	1,7712	44.048	44.070
	50,10	3,5424	9.439	9.450
	70,14	1,7712	26.358	26.370
	70,14	3,5424	5.648	5.670

Cabe ressaltar que a rotina de infiltração do modelo SIMBAH utiliza como intervalo de tempo de processamento o minuto, logo o erro na determinação do tempo de alagamento pode ser considerado como  $\pm 30$  s.

Pode-se concluir que o cálculo do tempo de alagamento ( $t_p$ ) por intermédio do modelo SIMBAH com o solo discretizado em camadas, não introduziu erro na equação de Green e Ampt.



## 4 Simulação do Modelo para a Reserva Ducke (AM)

### 4.1. Parâmetros

Utilizou-se as séries temporais de precipitação, velocidade do vento, umidade específica, temperatura e radiação líquida medidas pela estação climatológica da Reserva Ducke (AM) do período compreendido entre setembro de 1983 e setembro de 1985. Os parâmetros utilizados no modelo, relativos a evapotranspiração, foram aqueles descritos no quadro 3.2.

Com relação aos parâmetros do solo, os valores das condutividades hidráulicas saturadas ( $K_s$ ) adotados, foram aqueles obtidos por CORRÊA (1985b), que averigou as alterações neste parâmetro para diversos tipos de técnicas agrícolas de preparo do solo, contra a condição de floresta virgem (adotada neste trabalho). O autor também analisou as modificações na microporosidade (poros capilares) e macroporosidade (poros não capilares) dos solos quando da remoção da floresta. O solo foi analisado em duas camadas de 0,20 m de espessura. No presente trabalho, simulou-se um solo com 2 metros de profundidade e com discretização também de 0,20 m.

Como não se dispunha de informações a respeito da condutividade hidráulica saturada e percentual de raízes para todas as camadas do solo, utilizou-se os dois valores de condutividade hidráulica saturada obtidos por CORRÊA (1985b), ajustando-os a uma curva exponencial, obtendo-se assim uma redução neste parâmetro com o aumento da profundidade. Tal fato baseia-se nas conclusões do autor que afirma que a macroporosidade dos solos analisados, principal responsável pelas altas taxas de condutividade hidráulica saturada encontradas, diminuem com a profundidade e são causadas por uma série de fatores, como por exemplo, a quantidade de raízes no solo. A equação (45) a seguir representa o resultado deste ajuste.

$$K_s(Z) = 2,05 \times 10^{-4} \times \exp(-3,926 \times Z) \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (45)$$

A partir de 1,00 m de profundidade adotou-se para a condutividade hidráulica saturada um valor constante, uma vez que a adoção do decaimento exponencial até 2 metros de profundidade acarretaria na obtenção de valores muito baixos para este parâmetro.

Utilizou-se o mesmo decaimento exponencial com a profundidade, para se obter o percentual de raízes em cada camada do solo.

$$P_{rj}(Z) = -1,00048 \times (\exp(-3,926 \times Z_j) - \exp(-3,926 \times Z_{j-1})) \quad (\%) \quad (46)$$

onde:

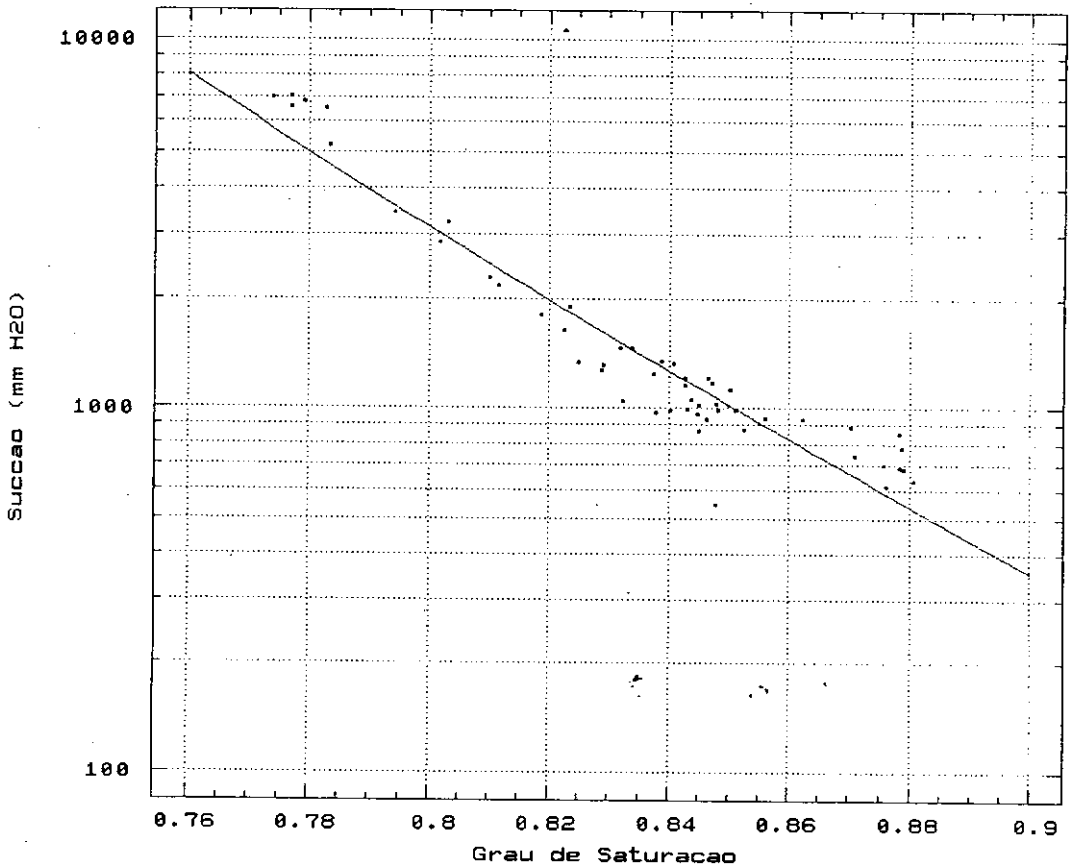
$P_{Tj}$  = Percentual de raízes na camada  $j$

$Z_{j-1}$  = Profundidade da camada  $j-1$

$Z_j$  = Profundidade da camada  $j$

Os dados de sucção e umidade do solo foram coletados por Osvaldo Cabral, na Reserva Ducke (AM), que gentilmente os cedeu para a elaboração deste trabalho. Com estes dados e adotando-se uma porosidade média total igual 51% (MEDINA, 1985), construiu-se a curva de sucção versus grau de saturação (figura 4.1), segundo a metodologia de CLAPP e HORNBERGER (1978), que é representada no modelo por dois parâmetros, a saber, a sucção saturada ( $\psi_s$ ) e o índice de formato dos poros ( $m$ ). A figura 4.1 a seguir apresenta os pontos observados por Cabral e a equação de ajuste segundo a metodologia citada acima. Cabe ressaltar que adotou-se uma curva única de sucção  $\times$  grau de saturação, uma vez que se dispunha de poucas observações ao longo do perfil do solo

Figura 4.1 - Reserva Ducke (AM) - 1985  
Curva de Sucção  $\times$  Grau de Saturação



O ângulo de inclinação do lençol utilizado foi de  $11^{\circ}$ , valor este utilizado por NOBRE (comunicação pessoal) para simulação do modelo SIB para o local.

O quadro 4.1, apresenta um resumo dos parâmetros adotados neste estudo relativos a modelagem do solo.

Quadro 4.1 – Parâmetros do Solo

Ângulo de Inclinação do Lençol	–	$11^{\circ}$
Grau de Saturação Inicial	–	85 %
Espessura das Camadas	–	0,20 m
Porosidade Média Efetiva ( $\theta_s$ )	–	51 %
Índice de Formato dos Poros	–	0,05
Sucção Saturada ( $\varphi_s$ )	–	50,89mm
Camada	Condutividade Hidráulica Saturada (mm/h)	Percentual de raízes (%)
1a	498,6	54,37
2a	227,4	24,80
3a	103,7	11,31
4a	47,3	5,16
5a	21,6	2,35
6a	21,6	1,07
7a	21,6	0,49
8a	21,6	0,22
9a	21,6	0,18
10a	21,6	0,08

## 4.2. Resultados

A totalização a nível diário dos resultados da simulação do modelo SIMBAH para a Reserva Ducke (AM) é apresentada no apêndice. O balanço hídrico mensal está sintetizado no quadro 4.2, do qual extraíu-se os três componentes que se supõem serem os mais susceptíveis a alterações da cobertura vegetal, e compôs-se a figura 4.2. Estes três componentes do balanço hídrico são: evaporação total, infiltração e escoamento total, que é a soma dos escoamentos superficial e subterrâneo.

Comparando-se os resultados do quadro 4.2 com os do quadro 3.4, onde não se considerava qualquer efeito do solo na transpiração vegetal, observa-se que a introdução da modelagem do solo causou uma pequena redução na evaporação total em relação àquela calculada apenas pela rotina de evapotranspiração sem levar em conta a tensão no solo expressa pela equação (14). A conclusão óbvia de que a modelagem do solo foi irrelevante para a evaporação total, deve ser tomada com cautela, pois é verdadeira apenas para a região estudada com as condições

Quadro 4.2 – Simulação do Modelo SIMBAH

Mes/Ano	Precipitação (mm)	Radiação (mm)	Evaporação (mm)	Inte rcep (mm)	Infil tra. (mm)	Escoa Super (mm)	Escoa Subt. (mm)	Escoa Total (mm)
Set/1983	201	136	128	24	176	4	55	59
Out/1983	199	115	98	20	168	14	85	99
Nov/1983	58	111	80	11	49	0	29	29
Dez/1983	485	95	88	37	433	22	292	315
Jan/1984	312	120	105	36	272	11	229	240
Fev/1984	378	101	96	55	326	7	260	267
Mar/1984	217	128	112	42	180	2	99	101
Abr/1984	253	116	103	32	219	9	152	160
Mai/1984	328	126	116	40	287	8	228	237
Jun/1984	63	135	99	20	46	0	20	20
Jul/1984	144	142	122	23	122	3	4	8
Ago/1984	128	137	117	22	109	0	2	2
Set/1984	65	93	70	15	52	0	1	1
Out/1984	161	143	121	22	138	5	2	6
Nov/1984	146	137	114	18	126	5	34	39
Dez/1984	310	122	101	27	269	21	139	160
Jan/1985	263	124	100	27	231	12	216	228
Fev/1985	198	79	60	26	174	5	59	64
Mar/1985	293	122	95	33	260	8	216	223
Abr/1985	318	128	104	27	283	13	173	186
Mai/1985	264	118	98	31	231	9	190	198
Jun/1985	152	120	99	23	131	3	85	88
Jul/1985	119	127	101	22	100	0	23	23
Ago/1985	88	133	87	13	64	13	11	24
Set/1985	50	148	72	9	37	4	3	7
Total	5193	3055	2486	656	4484	177	2608	2785
% Precip	100	59	48	13	86	3	50	54

hídricas e de cobertura vegetal observadas. Qualquer alteração destas condições deverá acarretar numa maior dependência da evaporação total com a modelagem do solo.

Para que se pudesse observar o comportamento da umidade do solo para um período de 1 ano completo, plotou-se nas figuras 4.3 à 4.5 a variação do grau de saturação do solo ao longo do tempo para as profundidades de 20, 60 e 140 cm. As três profundidades foram escolhidas de forma a obter uma visualização representativa da variação do grau de saturação ao longo do tempo.

Comparou-se o grau de saturação obtido com o modelo SIMBAH e a umidade do solo medida por Cabral, assumindo-se que a porosidade seja igual a 51%. A figura 4.6 apresenta os valores observados por Cabral contra a variação registrada no grau de saturação no mesmo dia entre às 6 e 18 horas pelo modelo para a profundidade de 20 cm. O quadro 4.3 apresenta a distribuição de frequência dos pontos observados em relação ao intervalo obtido com o modelo.

Figura 4.2 – Modelo SIMBAH  
 Balanço Hídrico da Reserva Duque (AM)

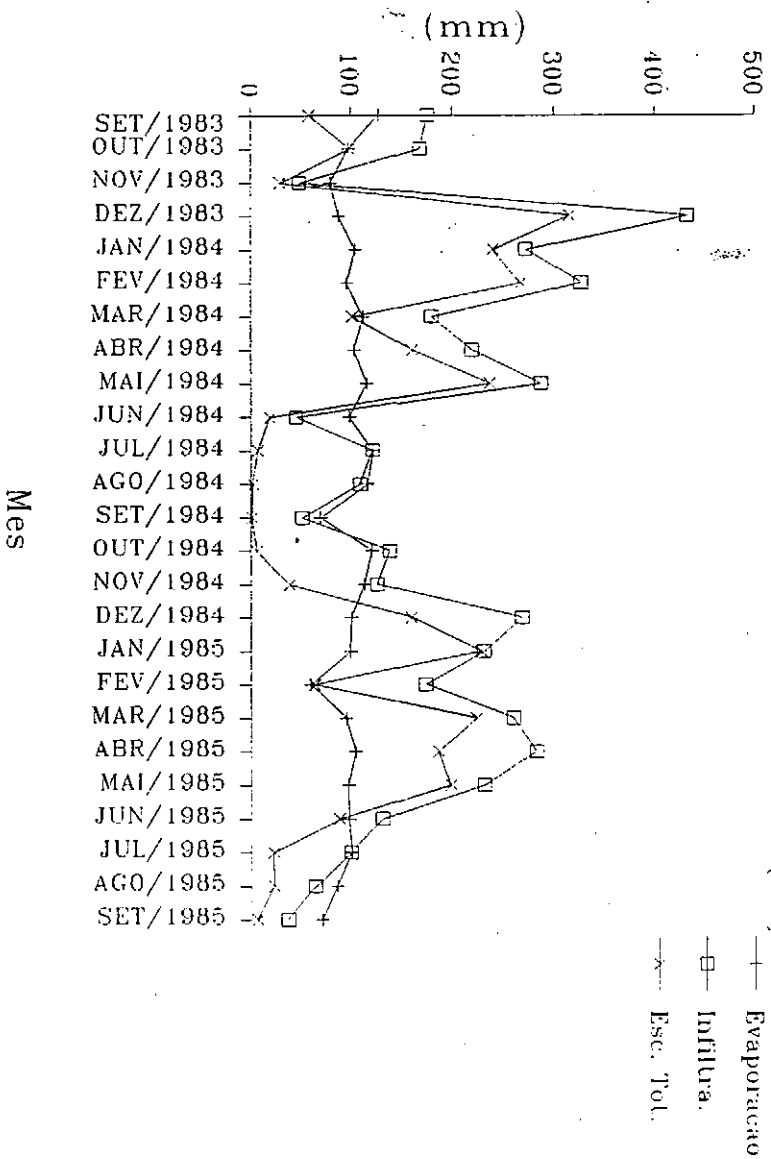


Figura 4.3-Variacao do Grau de Saturacao

Modelo SIMBAH - Reserva Ducke (AM) - Prof. 20 cm

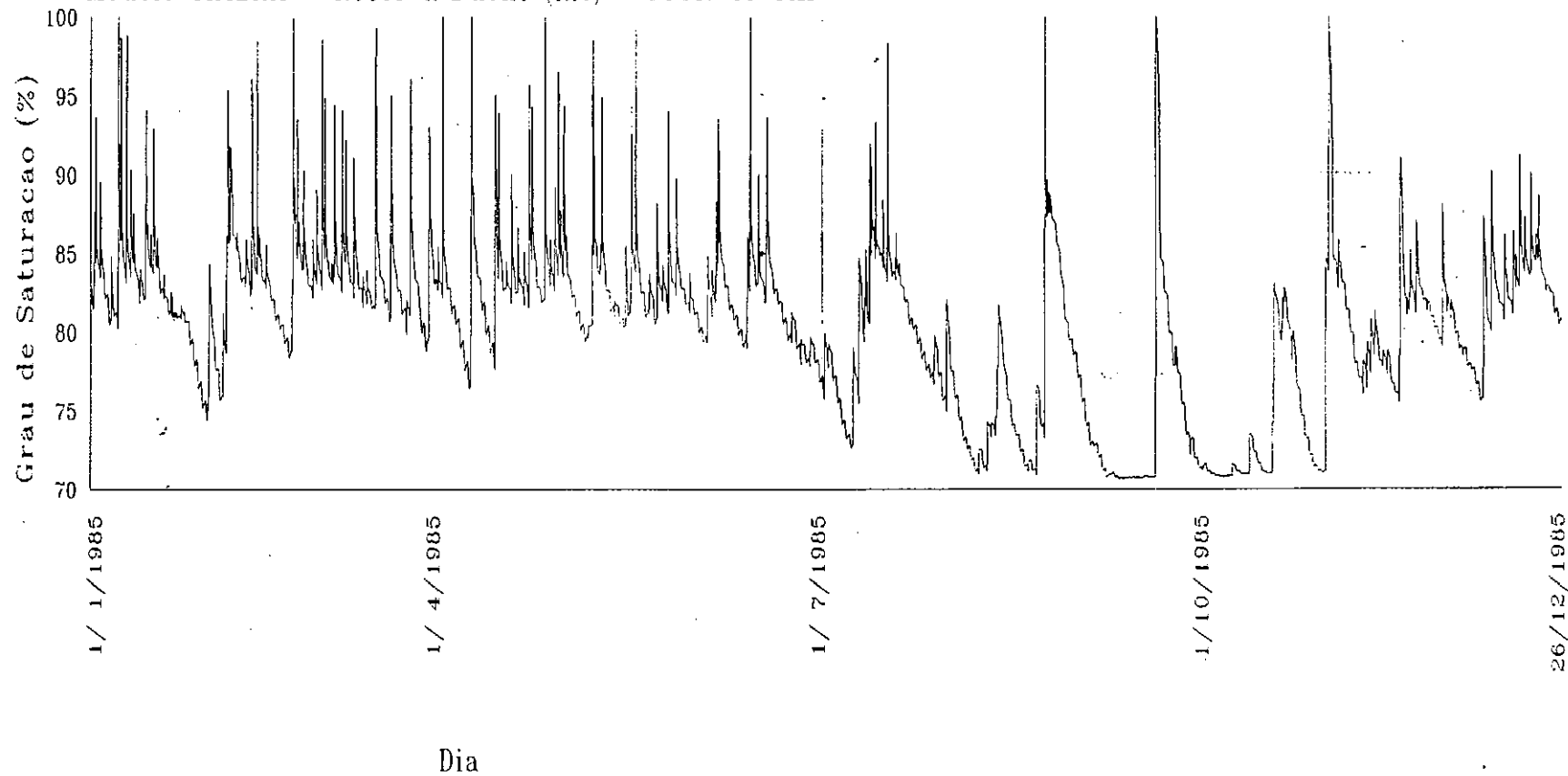


Figura 4.4-Variacao do Grau de Saturacao

Modelo SIMBAH - Reserva Ducke (AM) - Prof. 60 cm

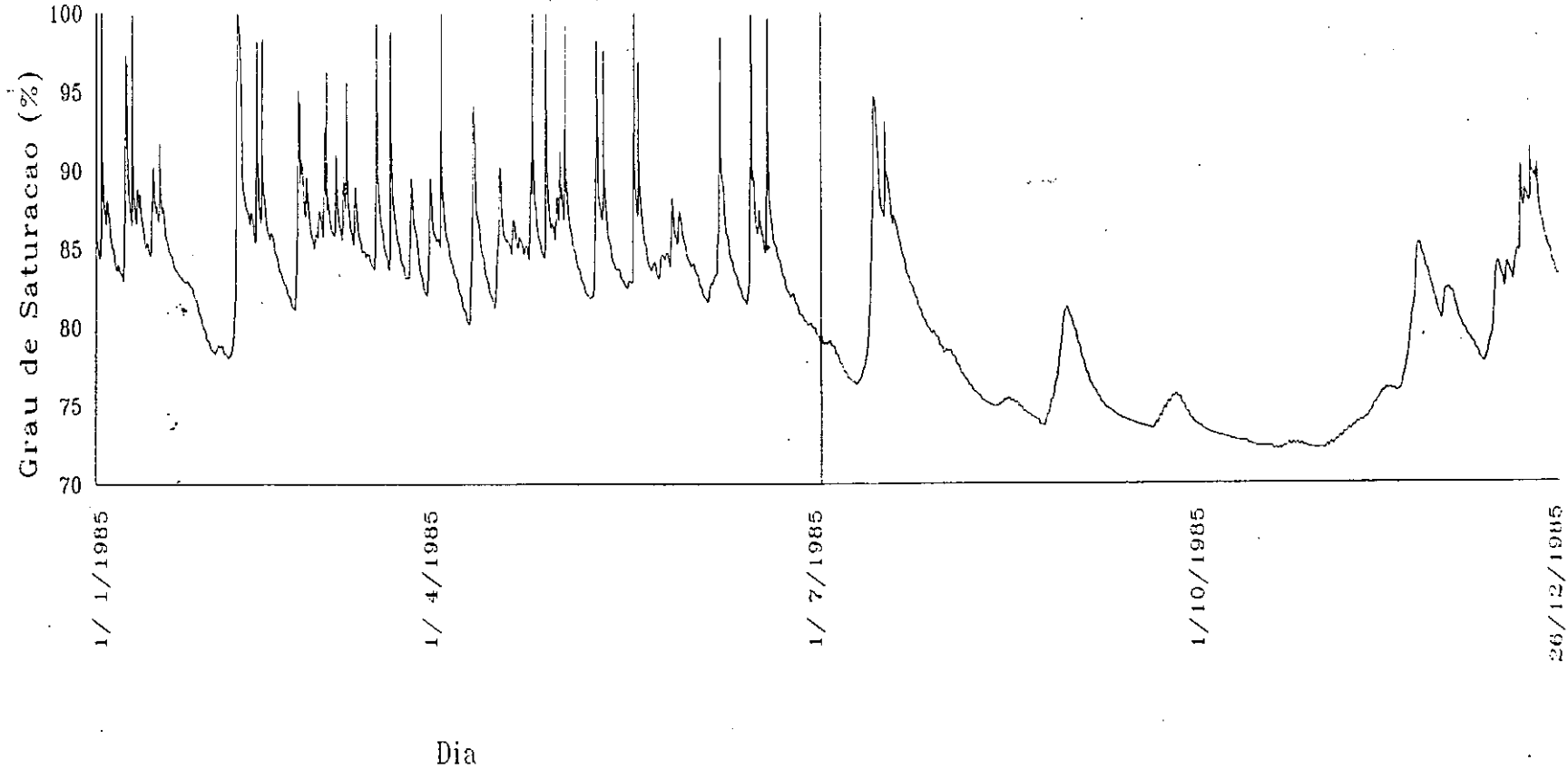
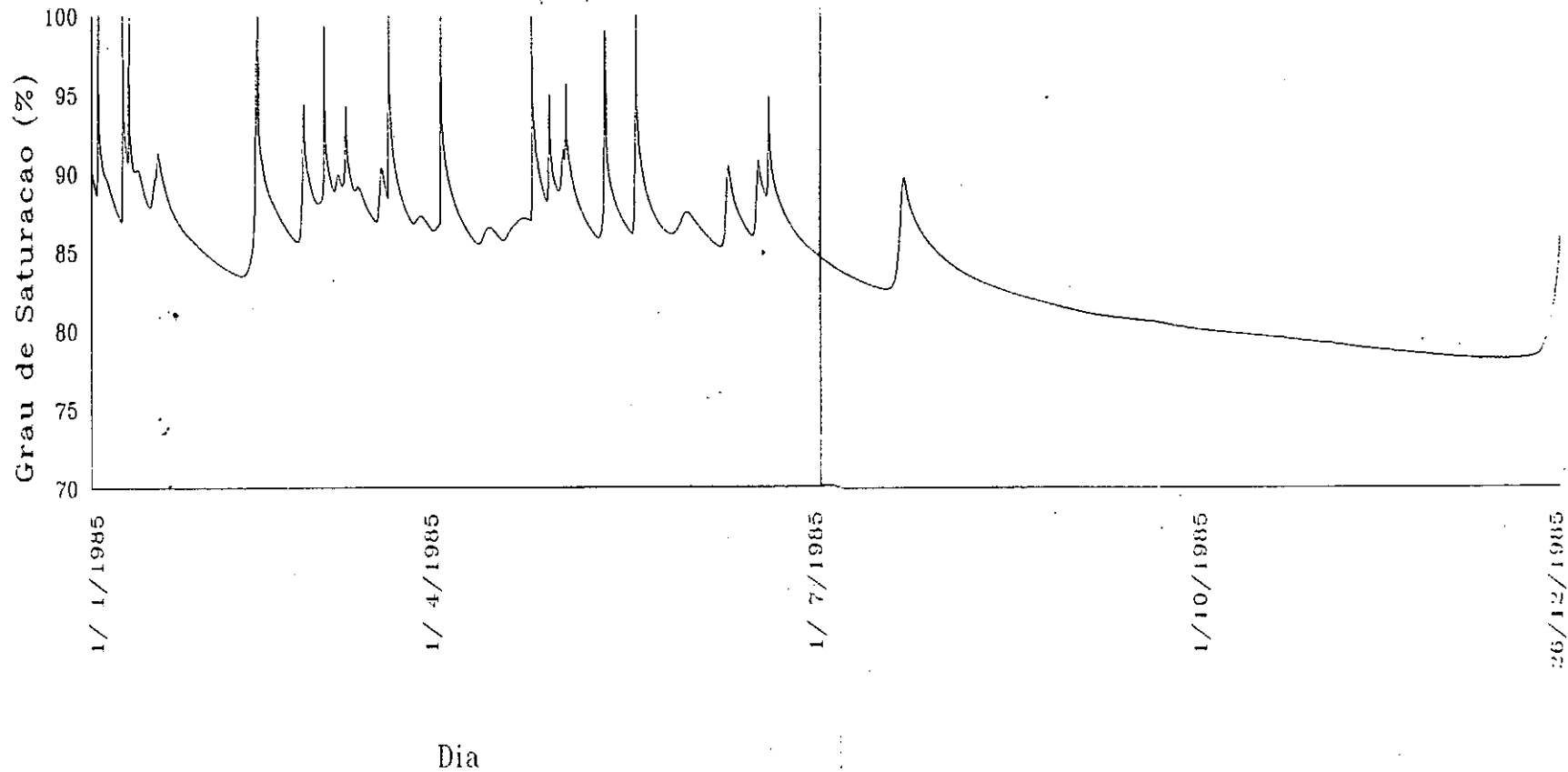


Figura 4.5-Variacao do Grau de Saturacao

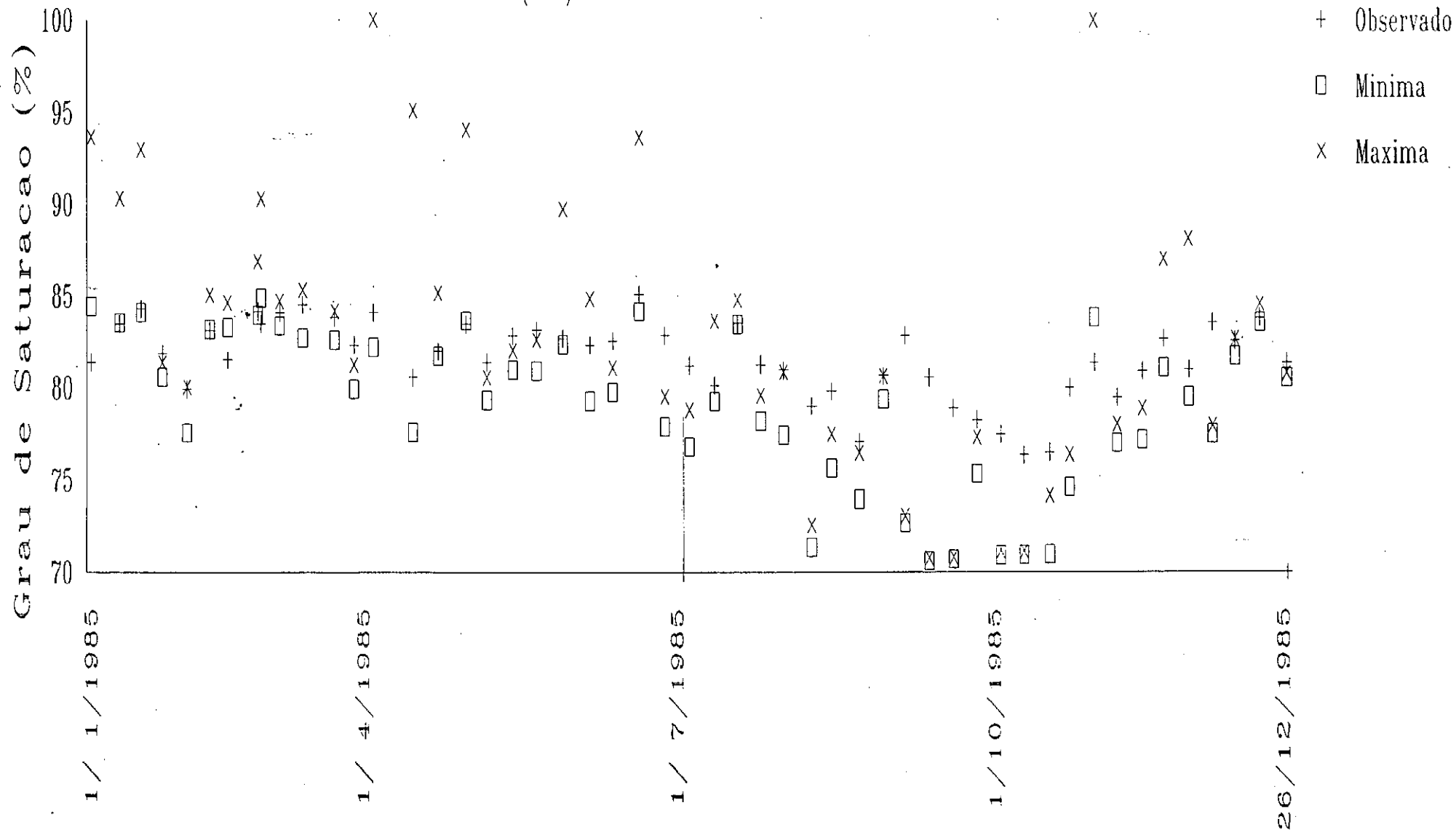
Modelo SIMBAH - Reserva Ducke (AM) - Prof. 140 cm





# Figura 4.6 - Grau de Saturacao

Modelo SIMBAH - Reserva Ducke (AM) - Prof. 20 cm



Quadro 4.3 – Grau de Saturação Observados e Simulados

Posição em Relação ao Intervalo	%
$-\infty$ a $-1$	5,9
$-1$ a $0$	7,8
Dentro do Intervalo	35,4
$0$ a $+1$	17,6
$+1$ a $+\infty$	33,3

Pode-se observar que o modelo não consegue reproduzir com exatidão os valores de umidade medidos no campo no período menos úmido, já que mais da metade dos pontos observados se encontram acima dos intervalos simulados.

Analisou-se também o desempenho do modelo no que diz respeito a sucção capilar no solo. Comparou-se algumas das medições de sucção realizadas por Cabral em 1985 com as obtidas pelo modelo nos mesmos dias. As figuras 4.7 à 4.12 mostram estas curvas.

Pode-se observar que o modelo durante o período mais úmido consegue reproduzir bem os valores reais observados no campo (figuras 4.6 à 4.9). Já no período menos úmido, o modelo tende a obter um valor de sucção bem mais alto que o medido (figura 4.10 e 4.11).

O resultado destas comparações indica um problema de modelagem no período menos úmido, que pode ser identificado pelas discrepâncias encontradas entre os resultados obtidos com o modelo e as observações de campo efetuadas por Cabral. Tais discrepâncias podem ser explicadas pelas diversas premissas adotadas quando da simulação do modelo, tais como:

- a) considerou-se para todas as profundidades que a curva de sucção versus grau de saturação fosse a mesma;
- b) calculou-se o percentual de raízes em cada camada como sendo uma função exponencial que decai com o aumento da profundidade;
- c) adotou-se o mesmo raciocínio para a condutividade hidráulica, a partir de observações medidas por outro pesquisador, em local próximo a reserva.

Figura 4.7 - Comparacao de Valores

Valores Observados (O) e Valores do Modelo (M)

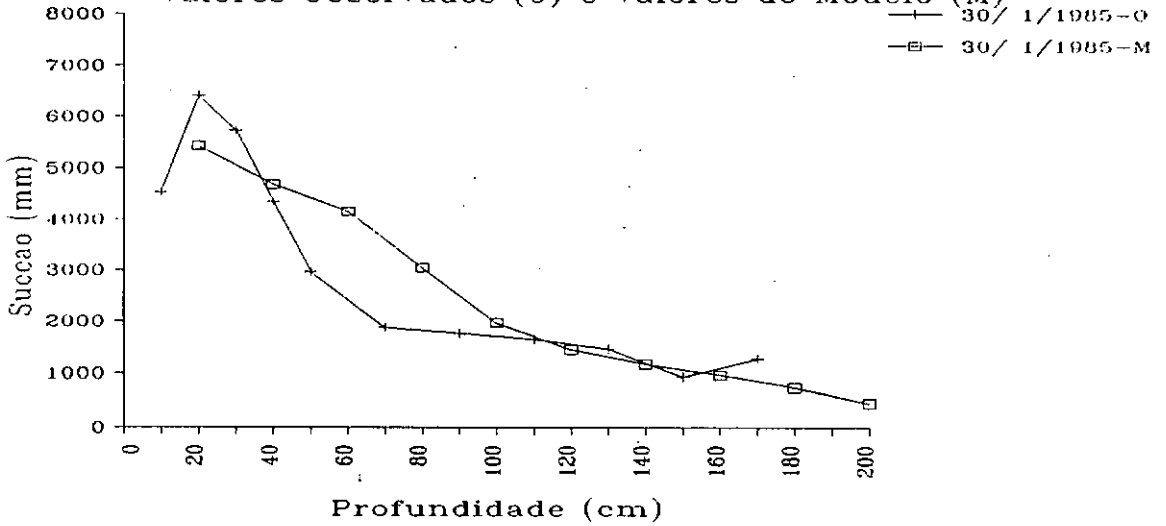


Figura 4.8 - Comparacao de Valores

Valores Observados (O) e Valores do Modelo (M)

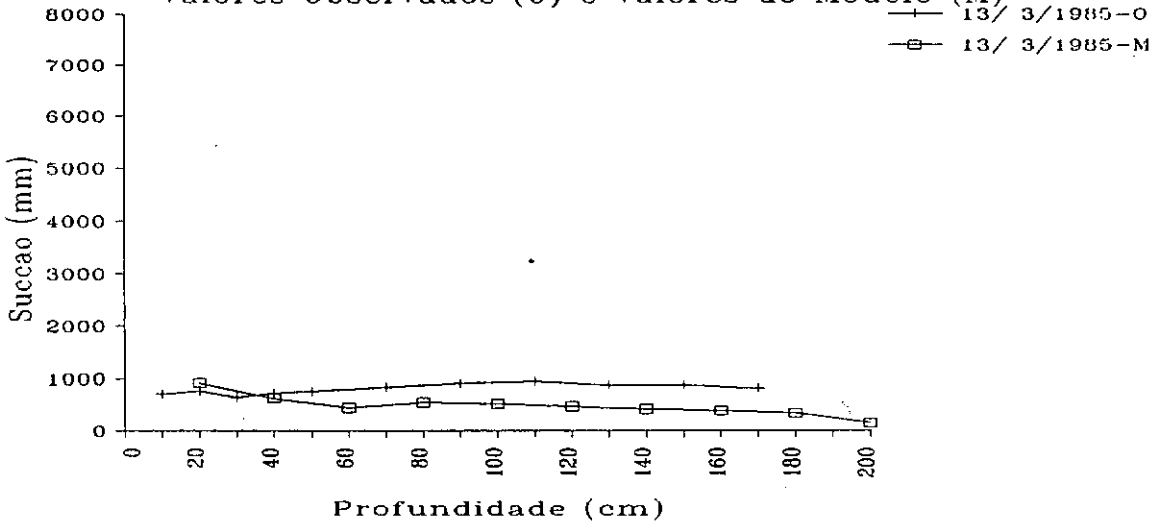


Figura 4.9 - Comparacao de Valores

Valores Observados (O) e Valores do Modelo (M)

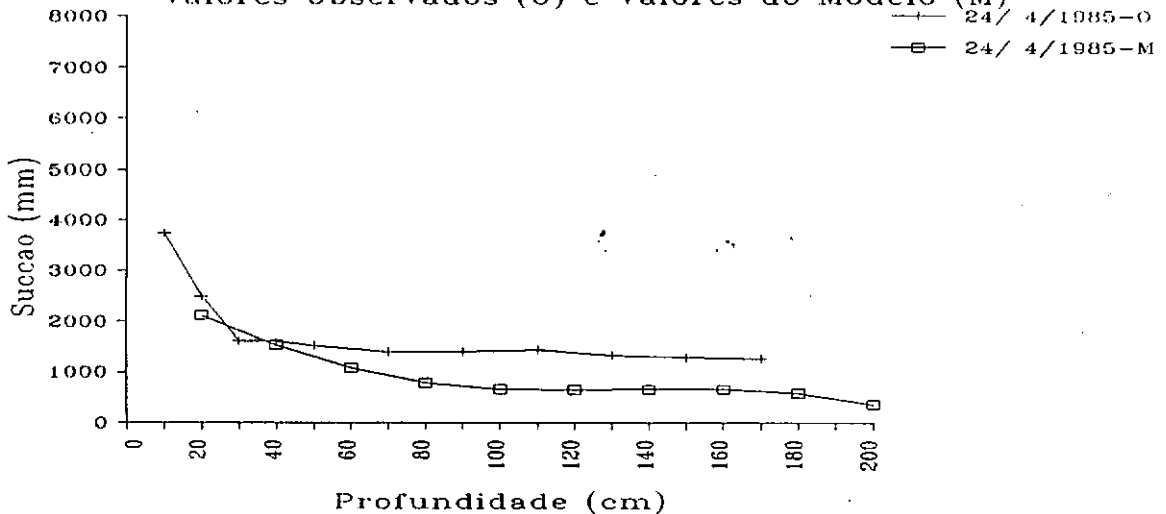


Figura 4.10 - Comparacao de Valores

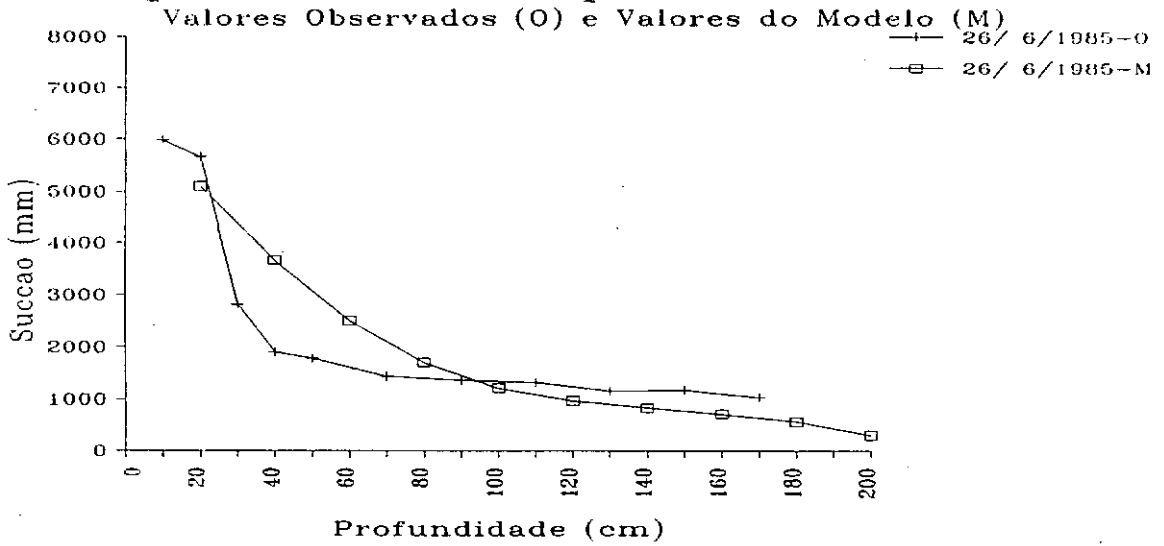


Figura 4.11 - Comparacao de Valores

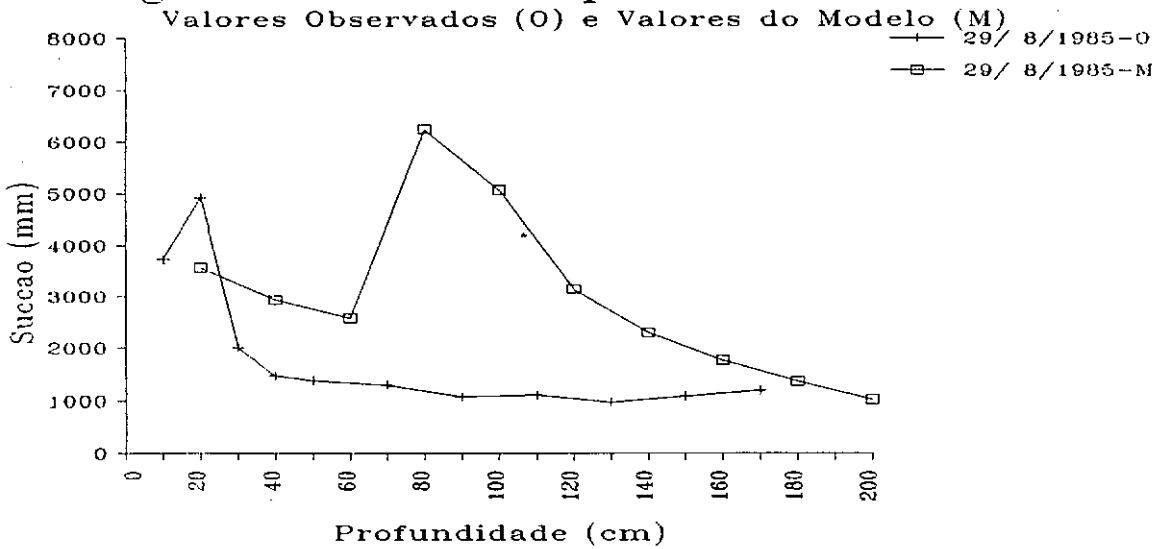
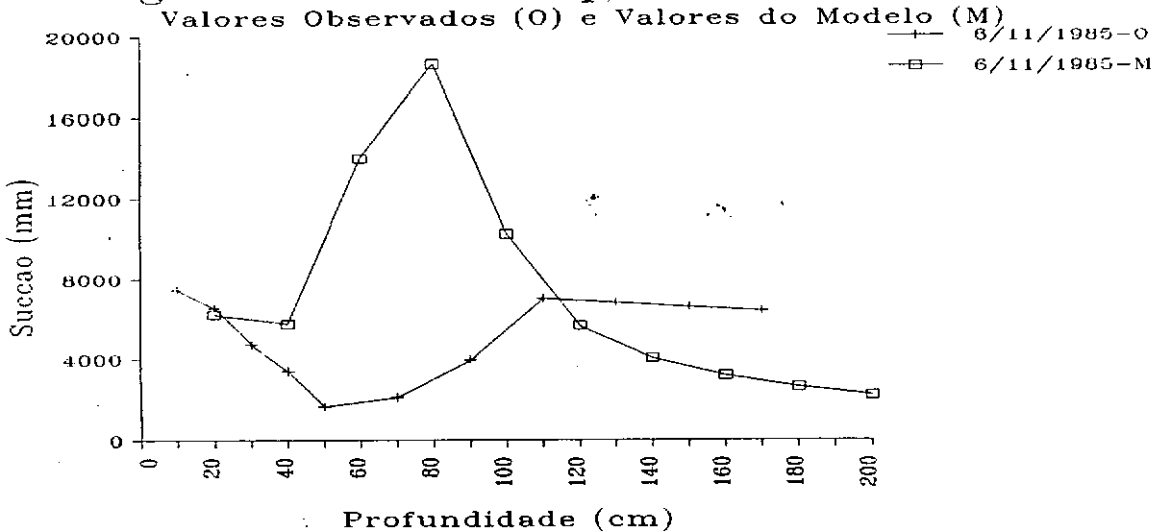


Figura 4.12 - Comparacao de Valores



## 5 Conclusões e Recomendações

O modelo conseguiu reproduzir as observações de campo de umidade e sucção no solo para o período mais úmido, mas não para o período menos úmido. O fato de não se possuir todos os parâmetros necessários para a utilização do modelo para a Reserva Ducke (AM) e ter-se adotado algumas premissas para a sua simulação, pode perfeitamente explicar tais discrepâncias. Cabe ressaltar que não foi tentado qualquer processo interativo para aproximar os resultados do modelo as medições de campo. A filosofia empregada na elaboração do modelo é a de que os parâmetros devem ser mensuráveis no campo, logo não se justifica calibrá-los por um processo qualquer.

O modelo permite uma série de desenvolvimentos que visam uma melhor representação dos fenômenos físicos do ciclo hidrológico:

### 1. Estratificação do Elemento Evaporante

ROBERTS et al. (1990) estudaram a resistência aerodinâmica na Reserva Ducke (AM) e a condutância estomatal de diversos vegetais na mesma região e chegaram a resultados que fortalecem a idéia de se modelar a evaporação em diversas alturas.

Os resultados encontrados mostram que a condução de água nos vegetais varia com a espécie, altura e a superfície da folha (a superfície inferior da folha evapora mais água do que a superior). Outra conclusão importante citada pelos autores é que as séries de temperatura, umidade, vento e radiação solar apresentam uma taxa de variação com a altura na floresta. Para se incorporar estas observações feitas pelos autores, pode-se ampliar o número de "reservatórios vegetais" no modelo, através de um sistema de reservatórios em cascata, aos quais serão aplicados a precipitação. Para isto será necessário utilizar como dado de entrada informações quanto às espécies de vegetais e as suas respectivas densidades foliares.

### 2. Distribuição Espacial dos Parâmetros do Modelo

Vários autores conscientes da grande variabilidade espacial dos fenômenos relacionados ao ciclo hidrológico, estudaram a distribuição espacial dessas grandezas. LLOYD e MARQUES (1988) estudaram a variabilidade espacial da precipitação direta sobre o solo e a interceptada pelos troncos das árvores da Reserva Ducke (AM). Eles observaram que a variabilidade espacial da precipitação direta era muito maior numa floresta tropical do que numa floresta

temperada. Com relação ao percentual da precipitação incidente que escorre pelos troncos, os autores obtiveram valores extremamente baixos.

MILLY e EAGLESON (1987) determinaram o efeito da variabilidade espacial no balanço hídrico anual, concluindo que a variabilidade dos parâmetros do solo pode alterar significativamente o resultado do balanço hídrico. Os autores concluíram que uma modelagem de solo baseada em parâmetros, tais como a adotada neste trabalho, tende a ser menos sensível a porosidade do que em relação a condutividade hidráulica saturada e o índice de formato dos poros. Os autores sugerem que para regiões onde estes dois parâmetros tenham uma grande variabilidade espacial deve-se analisar o solo numa escala bastante reduzida, até mesmo a nível de alguns  $m^2$ . Por outro lado, eles sugerem que em regiões de pouca variabilidade espacial destes parâmetros, o modelo poderá ser simulado supondo-se uma homogeneidade espacial destes parâmetros de até alguns  $km^2$ , adotando-se os valores médios destes, sem que se incorra em erros no balanço hídrico anual.

As alterações no modelo para que este possa levar em conta a variabilidade espacial dos parâmetros, podem ser resumidas em quatro fases:

a) Coleta de dados em campanhas intensivas para determinação de alguns parâmetros do modelo.

b) Utilização dos dados da Embrapa de granulometria, densidade aparente e umidade do solo a 1/3 e 15 atm para determinação das curvas sucção  $\times$  umidade do solo e condutividade hidráulica  $\times$  umidade do solo.

c) Deteminação da distribuição de probabilidades multivariadas para os diversos parâmetros do modelo.

d) Transformação do modelo em uma subrotina a ser usada por um programa que utilize a técnica de Monte Carlo para geração de locais hipotéticos, baseado nas referidas curvas de densidade de probabilidade dos parâmetros.

### 3. Geração de Séries Temporais Correlatas

Em Hidrologia, pouco se conhece sobre o mecanismo de geração de precipitação, bem como aos fluxos de umidade na atmosfera terrestre e a forma como a radiação solar, cobertura de nuvens, umidade, temperatura, vento e precipitação se interrelacionam.

Em contra partida, a Meteorologia estuda estes mecanismos de forma intensa, e hoje já é possível simular todo o mecanismo de fluxo de umidade na atmosfera por intermédio de modelos de circulação geral da atmosfera, os GCM's. Estes modelos permitem também, agregados a modelos da biosfera, a previsão de alterações atmosféricas devido a mudanças físicas na superfície de algumas regiões.

Os trabalhos de NOBRE et al. (1989), HENDERSON-SELLERS e GORNITZ (1984), DICKINSON e HENDERSON-SELLERS (1988), e DICKINSON (1989) podem ser citados como estudos para uma melhor compreensão do mecanismo de geração de precipitação e para a repercussão na atmosfera do desmatamento de grandes áreas.

Nos GCM's, as séries temporais que os hidrólogos necessitam para os seus cálculos são geradas de tal forma que atendam a condições impostas nos modelos, evitando impossibilidades físicas, como por exemplo a ocorrência de precipitação com taxas de umidades específicas muito baixas.

As equações que correlacionam as diversas séries temporais poderiam ser introduzidas em um modelo de fluxo unidirecional, aliadas a um modelo estocástico de previsão de fluxo de vapor d'água lateral na atmosfera, de forma a se poder gerar as diversas séries temporais necessárias como dados de entrada do modelo SIMBAH. Tal avanço, eliminaria a necessidade de se simular os fluxos atmosféricos de todo o planeta para se analisar as alterações no balanço hídrico de uma região caso esta sofresse um processo de modificação de sua cobertura vegetal.

As especulações aqui citadas envolvem desafios com graus de complexidade bastante variados. De toda forma, estes e outros avanços na modelagem hidrológica abrem um leque de opções aos hidrólogos, graças ao advento de modelos que buscam a melhor compreensão dos fluxos unidirecionais de água.

### Bibliografia

BRASIL, MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA; Seminário Internacional de Hidrologia e Climatologia da Amazônica; Hidrologia e Climatologia na Região Amazônica Brasileira – DNAEE, (1984).

BRASIL, MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA; Plano Nacional de Recursos Hídricos – DNAEE, (1985)

BRASIL, MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA; Inventário das Estações Fluviométricas do Brasil – DNAEE, (1987).

BRASIL, MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA; Inventário das Estações Pluviométricas do Brasil – DNAEE, (1987).

BRASIL, MINISTÉRIO DO INTERIOR E MINISTÉRIO DA AGRICULTURA; Alteração da Cobertura Vegetal Primitiva do Estado do Pará; Relatório Técnico, (1988).

BROADBRIDGE, P. e WHITE, I.; Time to Ponding: Comparison of Analytic, Quasi – Analytic, and Aproximate Predictions – WRR (1987), 23(12), pp. 2302–2310.

BROADBRIDGE, P. e WHITE, I.; Constant Rate Rainfall Infiltration: A Versatile Nonlinear Model – 1 – Analytic Solution – WRR (1988a), 24(1), pp. 145–154.

BROADBRIDGE, P. e WHITE, I.; Constant Rate Rainfall Infiltration: A Versatile Nonlinear Model – 2 – Applications – WRR (1988b), 24(1), pp. 155–162.

BRUTSAERT, W., Evaporation into the Atmosphere – D. Reidel Publishing Lo. (1982).

BRUTSAERT, W. e STRICKER, H.; An Advection Aridity Approach to Estimate Actual Regional Evapotranspiration – WRR, (1979), 15(2), pp. 443–449.



CHAUVEL, A.; GRIMALDI, M. e TESSIER, D.; Examples of Soil Transformation Following Deforestation and Plantation in the Central Amazon Basin (Brazil): "Changes in Pore Volume and Size and Consequences For their Water-Bearing Properties.

CHU, S.T.; Infiltration During and Unsteady Rain – WRR, (1978), 14(3), pp.461–466.

CLAPP, R.B. e HORNBERGER, G.M.; Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties – WRR, (1978), Vol. 14(4), pp.601–604.

CLARKE, R.T., The Interception Process in Tropical Rain Forests: A Literature Review and Critique -- Acta Amazônica, (1986/87), 16/17 (no único), pp.225–238.

CORRÊA, J.C.; Efeito de Métodos de Cultivo em Algumas Propriedades Físicas de um Latossolo Amarelo Muito Argiloso do Estado do Amazonas – Pesq. Agrop. Bras., (1985a), 20(11), pp.1317–1322.

CORRÊA, J.C., Características Físicas de um Latossolo Amarelo Muito Argiloso – Pesq. Agrop. Bras., (1985b), 20(11), pp.1381–1387.

DIAS, A.C.C.P. e NORTCLIFF, S.; Effects of Tractor Passes on Physical Properties of an Oxisol in The Brazilian Amazon – Trop. Agric. (Trinidad), (1985a), 62(2), pp.137–141.

DIAS, A.C.C.P. e NORTCLIFF, S.; Effects of Two Clearing Methods on the Physical Properties of an Oxisol in The Brazilian Amazon – Trop. Agric. (Trinidad), (1985b), 62(3), pp.207–212.

DIAS, N.L.L.; Estimativas Climatológicas de Evaporação em Lagos – Tese de Mestrado, COPPE (1986).

DICKINSON, R.E.; Implications of Tropical Deforestation for Climate: A Comparison of Model and Observational Descriptions of Surface Energy and Hydrological Balance – Phil. Trans. R. Soc. Lond, (1989), pp.1–9.

DICKINSON, R.E. et al.; Geophisiology of The Amazon – John Wiley e Sons, (1987).

DICKINSON, R.E. e HENDERSON-SELLERS, A.; Modelling Tropical Deforestation: A Study of GCM Land – Surface Parametrizations – Q.J.R. Meteorol. Soc., (1988), 114, pp.439–462.

EAGLESON, P.S.; Climate Soil and Vegetation: 1 – Introduction to Water Balance Dynamics – WRR, (1978a), 14(5), pp.705–712.

EAGLESON, P.S.; Climate Soil and Vegetation: 2 – The Distribution of Annual Precipitation Derived from Observed Storm Sequences – WRR, (1978b), 14(5), pp.713–721.

EAGLESON, P.S.; Climate, Soil and Vegetation: 3 – A Simplified Model of Soil Moisture Movement in the Liquid Phase – WRR, (1978c), 14(5), pp.722–730.

EAGLESON, P.S.; Climate, Soil and Vegetation: 4 – The Expected Value of Annual Evapotranspiration – WRR, (1978d), 14(5), pp.731–739.

EAGLESON, P.S.; Climate, Soil and Vegetation: 5 – A Derived Distribution of Storm Surface Runoff – WRR, (1978e), 14(5), pp.741–748.

EAGLESON, P.S.; Climate, Soil and Vegetation: 6 – Dynamics of the Annual Water Balance – WRR (1978f), 14(5), pp.749–764.

EAGLESON, P.S.; Climate, Soil and Vegetation: 7 – A Derived Distribution of Annual Water Yield – WRR (1978g), 14(5), pp.765–776.

ELSENBEER, H. e CASSEL, D.K.; The Mechanisms of Overland Flow Generation in a Small Catchment in Western Amazonia.

FRANKEN, W.; LEOPOLDO, P.R.; MATSUI, E. e RIBEIRO, M.N.G.; Intercepção das Precipitações em Floresta Amazônica de Terra Firme – Supl. Acta Amazônica, (1982), 12(3), pp.15–22.

GARDNER, B.D. e CHONG, S.K.; Hidrologic Responses of Compacted Forest Soils – Journal of Hidrology, (1990), 112, pp.327–334.

GIRARD, G.; SIMMQUE: Simulação a Malhas Quadradas Embutidas – Volume 1 – Conceituação – DNAEE, (1982).

GUPTA, S.K. e SOLOMON, S.I.; Distributed Numerical Model for Estimating Runoff and Sediment Discharge of Ungaged Rivers – 1. The Information System – WRR, (1977a), 13(13), pp.613–618.

GUPTA, S.K. e SOLOMON, S.I.; Distributed Numerical Model for Estimating Runoff and Sediment Discharge of Ungaged Rivers – 2 – Model Development – WRR, (1977b), 13(13), pp.619–629.

GUPTA, S.K. e SOLOMON, S.I.; Distributed Numerical Model for Estimating Runoff and Sediment Discharge of Ungaged Rivers – 3 – Comparison With Other Simple Techniques – WRR, (1977c), 13(13), pp.631–636.

HENDERSON–SELLERS, A. e GORNITZ, V.; Possible Climatic Impacts of Land Cover Transformation with Particular Emphasis on Tropical Deforestation – Climatic Change, (1984), 6, pp.231–257.

LEOPOLDO, P.R.; FRANKEN, W. e SALATI, E.; Balanço Hídrico de Pequena Bacia Hidrográfica em Floresta Amazônica de Terra Firme – Acta Amazônica, (1982), 12(2), pp.333–337.

LEOPOLDO, P.R.; FRANKEN, W.; MATSUI, E. e SALATI, E.; Estimativa de Evapotranspiração de Floresta Amazônica de Terra Firme – Supl. Acta Amazônica, (1982), 12(3), pp.23–28.

LINSLEY Jr., R.K.; KOHLER, M.A. e PAULHUS, J.L.H.; Hydrology for Engineers – McGraw–Hill Kogakusha, (1975)

LLOYD, C.R. e MARQUES F<sup>o</sup>, A.O.; Spatial Variability of Throughfall and Stemflow Measurements in Amazonian Rainforest – Agric. and Forest Meteorol., (1988), 42, pp.63–73.

MARQUES, A.O.; RIBEIRO, M.N.G. e SALATI, E.; Evapotranspiração de Florestas da Região Amazônica – Acta Amazônica, pp.59–72

MARQUES, J.; SANTOS, J.M. e SALATI, E.; O Campo de Fluxo de Vapor D'Água Atmosférico sobre a Região Amazônica – Acta Amazônica, (1979a), 9(4), pp.701–713.

MARQUES, J.; SANTOS, J.M. e SALATI, E.; O Armazenamento Atmosférico de Vapor D'água sobre a Região Amazônica – Acta Amazônica, (1979b), 9(4), pp.715–721.

MARQUES, J.; SANTOS, J.M. e SALATI, E.; A Divergência do Campo de Fluxo de Vapor D'água e as Chuvas na Região Amazônica – Acta Amazônica, (1980a), 10(1), pp.133–140.

MARQUES, J.; SANTOS, J.M. e SALATI, E.; Cálculo da Evapotranspiração Real na Bacia Amazônica Através do Método Aerológico – Acta Amazônica, (1980b), 10(2), pp.357–361.

MEDINA, B.F. e LEITE, J. A.; Influência de Três Sistemas de Manejo e Duas Coberturas Vegetais na Infiltração de Água em um Latossolo Amarelo em Manaus – AM – Pesq. Agropec. Bras., (1985), 20(11), pp.1323–1331.

MEIN, R.G. e LARSON, C.L.; Modelling the Infiltration Component of the Rainfall–Runoff Process – Water Resources Research Center, (1971).

MILLY, P.C.D. e EAGLESON, P.S.; Effects of Spatial Variability on Annual Average Water Balance – WRR, (1987), 23(11), pp. 2135–2143.

MUALEN, Y. e MOREL–SEYTOUX H.J.; Analysis of a Capillary Hysteresis Model based on a One–Variable Distribution Function – WRR, (1978), 14(4), pp.605–610.

NOBRE, C.A.; Possible Climatic Impacts of Amazonia Deforestation.

NOBRE, C.A.; SHUKLA, J. e SELLERS P.; Impactos Climáticos do Desmatamento da Amazônia (1989).

OLIVER, H.R.; Wind Profiles in and above a Forest Canopy – Quart. J. R. Met. Soc. (1971), 97, pp.548–553.

ROBERTS, J.; CABRAL, O.M.R. e AGUIAR, L.F.; Stomatal and Boundary–Layer Conductances in an Amazonian Terra Firme Rain Forest – Journal of Applied Ecology, (1990), 27, pp.336–353.

ROCHA, H.R.; NOBRE, C.A. e BARROS, M.C.; Variabilidade Natural de Longo Prazo no Ciclo Hidrológico da Amazônia – *Climanálise*, (1989), 4(12), pp.1–7.

RUSSO, D.; Determining Soil Hydraulic Properties by Parameter Estimation: On the Selection of a Model for the Hydraulic Properties – *WRR*, (1988), 24(3), pp.453–459.

SALATI, E.; MARQUES, J. e MOLION L.C.B.; Origem e Distribuição das Chuvas na Amazônia, (1978), 3(4), pp.200–205.

SALATI, E.; DALL'OLIO, A.; MATSUI, E. e GAT, J.R.; Recycling of Water in the Amazon Basin: An Isotopic Study – *WRR*, (1979), 15(5), pp.1250–1258.

SALATI, E.; MARQUES, J e MOLION, L.C.B.; Origem e Distribuição das Chuvas na Amazônia – *Interciência*, (1978), 3(4), pp.200–205.

SALATI, E. e VOSE, P.B.; Amazon Basin: A System in Equilibrium – *Science*, (1989), 225 (4658), pp.129–138.

SELLERS, P.; MINTZ, Y.; SUD, Y.C. e DALCHER, A.; Simple Biosphere Model (SIB) for Use within General Circulation Models – *Journal of the Atmospheric Sciences* (1986), 43(6), pp. 505–531.

SIMÕES, A.P. e CANEDO, P.C.; Estimação dos Parâmetros de Green e Ampt a partir de Propriedades dos Solos – *Laboratório de Hidrologia e Estudos do Meio Ambiente – COPPE/UFRJ*, (1990).

SHUTTLEWORTH, W.J.; Evaporation from Amazonian Rainforest – *Proc. R. Soc. Lond.*, (1988), pp.321–346.

SHUTTLEWORTH, W.J. et al.; Amazonian Evaporation – *Revista Brasileira de Meteorologia*, (1987), 2, pp.179–191.

SMITH, R.E.; Rational Models of Infiltration Hydrodynamics – *Modeling Components of Hydrologic Cycle*, P. V. Singh, (1982), pp.107–126.

SMITH, R.E. e PARLANGE, J.Y.; A Parameter–Efficient Hydrologic Infiltration Model – *WRR*, (1978), 14(3), pp.533–538.

STERNBERG, H.O.; Aggravation of Floods in the Amazon River as a Consequence of Deforestation? – *Geografiska Annaller*, (1987), 69, pp.201–219.

STIGTER, C.J.; Assessment of the Quality of Generalized Wind Functions in Penman's Equations – *Journal of Hydrology*, (1980), 45, pp.321–331.

VILANOVA, N.A.; SALATI, E. e MATSUI, E.; Estimativa da Evapotranspiração na Bacia Amazônica – *Acta Amazônica*, 6(2), pp.215–228.

VÖRÖSMARTY, C.J. et al.; Continental Scale Models of Water Balance and Fluvial Transport: An Application to South America – *Global Biogeochemical Cycles*, (1989), 3(3), pp.241–265.

**APÊNDICE**

## Programa de Balanço Hidrico

Caso Simulado : Estacao Climatologica da Reserva Ducke (Floresta) - AM - Periodo (1973:1975).

Localizacao : Latitude - -2.9500 (G) Longitude - 59.9500 W (G) Altitude - 125.00 (m)

Dados da Cobertura Vegetal : Deslocamento do Plano Zero - 26.30 (m) Rugosidade - 1.70 (m)  
 Armazenamento Maximo nas Folhas - 0.74 (mm) Precipitacao Direta no Solo - 8.00 (%)  
 Precipitacao Pelos Troncos - 1.80 (%) Taxa de Evaporacao no Res. Superf. - 0.00 (%)

Dados Climatologicos : Pressao Atmosferica - 99832. (pa) Altura de Medicao - 45.00 (m)

Dados do Solo : Angulo de Declividade do Lencol - 11.00 (G) Grau de Saturacao Inicial - 85.00 (%)

Dados da 1a Camada do Solo : Porosidade Media Total - 51.00 (%) Condutividade Hidraulica Saturada - 498.6 (mm/h)  
 Succao Saturada - 50.887 (mm) Espessura - 0.20 (m)  
 Volume de Agua Inicial - 86.7 (mm) Indice de Formato dos Poros - 0.05  
 Percentual de Raizes - 54.37 (%)

Dados da 2a Camada do Solo : Porosidade Media Total - 51.00 (%) Condutividade Hidraulica Saturada - 227.4 (mm/h)  
 Succao Saturada - 50.887 (mm) Espessura - 0.20 (m)  
 Volume de Agua Inicial - 86.7 (mm) Indice de Formato dos Poros - 0.05  
 Percentual de Raizes - 24.80 (%)

Dados da 3a Camada do Solo : Porosidade Media Total - 51.00 (%) Condutividade Hidraulica Saturada - 103.7 (mm/h)  
 Succao Saturada - 50.887 (mm) Espessura - 0.20 (m)  
 Volume de Agua Inicial - 86.7 (mm) Indice de Formato dos Poros - 0.05  
 Percentual de Raizes - 11.31 (%)

Dados da 4a Camada do Solo : Porosidade Media Total - 51.00 (%) Condutividade Hidraulica Saturada - 47.3 (mm/h)  
 Succao Saturada - 50.887 (mm) Espessura - 0.20 (m)  
 Volume de Agua Inicial - 86.7 (mm) Indice de Formato dos Poros - 0.05  
 Percentual de Raizes - 5.16 (%)

Dados da 5a Camada do Solo : Porosidade Media Total - 51.00 (%) Condutividade Hidraulica Saturada - 21.6 (mm/h)  
 Succao Saturada - 50.887 (mm) Espessura - 0.20 (m)  
 Volume de Agua Inicial - 86.7 (mm) Indice de Formato dos Poros - 0.05  
 Percentual de Raizes - 2.35 (%)

Dados da 6a Camada do Solo : Porosidade Media Total - 51.00 (%) Condutividade Hidraulica Saturada - 21.6 (mm/h)  
 Succao Saturada - 50.887 (mm) Espessura - 0.20 (m)  
 Volume de Agua Inicial - 86.7 (mm) Indice de Formato dos Poros - 0.05  
 Percentual de Raizes - 1.07 (%)

Dados da 7a Camada do Solo : Porosidade Media Total - 51.00 (%) Condutividade Hidraulica Saturada - 21.6 (mm/h)  
 Succao Saturada - 50.887 (mm) Espessura - 0.20 (m)  
 Volume de Agua Inicial - 86.7 (mm) Indice de Formato dos Poros - 0.05  
 Percentual de Raizes - 0.49 (%)



Dados da 8a Camada do Solo : Porosidade Media Total - 51.00 (%) Condutividade Hidraulica Saturada - 21.6 (mm/h)  
Succao Saturada - 50.887 (mm) Espessura - 0.20 (m)  
Volume de Agua Inicial - 86.7 (mm) Indice de Formato dos Poros - 0.05  
Percentual de Raizes - 0.22 (%)

Dados da 9a Camada do Solo : Porosidade Media Total - 51.00 (%) Condutividade Hidraulica Saturada - 21.6 (mm/h)  
Succao Saturada - 50.887 (mm) Espessura - 0.20 (m)  
Volume de Agua Inicial - 86.7 (mm) Indice de Formato dos Poros - 0.05  
Percentual de Raizes - 0.18 (%)

Dados da 10a Camada do Solo : Porosidade Media Total - 51.00 (%) Condutividade Hidraulica Saturada - 21.6 (mm/h)  
Succao Saturada - 50.887 (mm) Espessura - 0.20 (m)  
Volume de Agua Inicial - 86.7 (mm) Indice de Formato dos Poros - 0.05  
Percentual de Raizes - 0.08 (%)

Data	Precip. (mm/dia)	Evap.Pot. (mm/dia)	Evap.Real (mm/dia)	Intercep. (mm/dia)	Prec.Efe. (mm/dia)	Infiltr. (mm/dia)	Escoam. (mm/dia)
1/ 9/1983	0.0	11.2	4.0	0.0	0.0	0.0	0.2
2/ 9/1983	0.0	16.5	5.3	0.0	0.0	0.0	0.2
3/ 9/1983	0.0	11.2	4.7	0.0	0.0	0.0	0.3
4/ 9/1983	0.0	9.6	4.2	0.0	0.0	0.0	0.3
5/ 9/1983	0.0	6.7	3.2	0.0	0.0	0.0	0.3
6/ 9/1983	0.0	13.1	4.2	0.0	0.0	0.0	0.4
7/ 9/1983	0.0	16.6	4.5	0.0	0.0	0.0	0.4
8/ 9/1983	0.0	12.7	4.0	0.0	0.0	0.0	0.4
9/ 9/1983	0.0	12.1	3.2	0.0	0.0	0.0	0.4
10/ 9/1983	0.0	6.5	1.4	0.0	0.0	0.0	0.4
11/ 9/1983	4.0	3.7	1.7	1.3	3.0	3.0	0.4
12/ 9/1983	9.0	6.8	4.4	3.2	6.0	6.0	0.4
13/ 9/1983	7.0	9.4	5.5	2.2	5.0	5.0	0.4
14/ 9/1983	4.0	7.4	4.2	1.6	2.6	2.6	0.4
15/ 9/1983	25.0	5.5	3.0	1.3	23.8	23.4	0.8
16/ 9/1983	60.0	14.0	5.8	1.3	58.8	55.3	3.9
17/ 9/1983	0.0	15.0	5.7	0.0	0.0	0.0	0.4
18/ 9/1983	0.0	10.1	4.3	0.0	0.0	0.0	1.1
19/ 9/1983	0.0	13.2	4.9	0.0	0.0	0.0	8.5
20/ 9/1983	7.0	10.7	5.4	1.9	5.2	5.2	5.0
21/ 9/1983	9.0	7.4	4.2	2.7	6.6	6.6	3.5
22/ 9/1983	20.0	4.1	2.1	1.0	19.2	19.2	2.6
23/ 9/1983	11.0	7.0	3.7	1.4	9.9	9.9	2.1
24/ 9/1983	17.0	10.2	6.0	2.4	14.8	14.8	1.8
25/ 9/1983	0.0	12.8	5.2	0.0	0.0	0.0	2.4
26/ 9/1983	0.0	14.9	5.0	0.0	0.0	0.0	5.4
27/ 9/1983	0.0	9.6	4.4	0.0	0.0	0.0	5.8
28/ 9/1983	21.0	10.4	5.7	2.5	18.7	18.7	4.3
29/ 9/1983	0.0	10.8	4.3	0.0	0.0	0.0	3.2
30/ 9/1983	7.0	5.8	3.5	1.5	5.7	5.7	2.6
1/10/1983	4.0	4.7	2.6	1.5	2.7	2.7	2.1
2/10/1983	43.0	3.5	1.9	1.4	41.9	38.4	5.4
3/10/1983	19.0	4.1	2.3	1.0	18.1	18.1	12.3
4/10/1983	0.0	8.7	4.2	0.0	0.0	0.0	15.9
5/10/1983	2.0	9.7	4.6	1.4	0.6	0.6	9.9
6/10/1983	0.0	4.5	1.9	0.0	0.0	0.0	5.9
7/10/1983	0.0	7.5	4.2	0.0	0.0	0.0	4.0
8/10/1983	4.0	4.5	2.2	1.1	3.1	3.1	3.2
9/10/1983	5.0	4.8	3.0	1.1	4.0	4.0	2.5
10/10/1983	19.0	3.3	2.1	1.6	17.7	17.7	2.1
11/10/1983	0.0	5.7	3.0	0.0	0.0	0.0	1.8
12/10/1983	8.0	4.3	2.3	0.9	7.2	7.2	1.5
13/10/1983	0.0	6.9	3.0	0.0	0.0	0.0	1.3
14/10/1983	0.0	6.9	3.5	0.0	0.0	0.0	1.3
15/10/1983	0.0	7.2	3.3	0.0	0.0	0.0	1.4
16/10/1983	0.0	6.1	2.6	0.0	0.0	0.0	1.6
17/10/1983	0.0	8.7	3.6	0.0	0.0	0.0	1.7
18/10/1983	0.0	8.1	3.3	0.0	0.0	0.0	1.6
19/10/1983	0.0	12.3	4.2	0.0	0.0	0.0	1.5
20/10/1983	0.0	12.3	4.1	0.0	0.0	0.0	1.4
21/10/1983	0.0	5.4	2.2	0.0	0.0	0.0	1.2
22/10/1983	52.0	4.8	3.2	1.4	50.9	40.5	11.5
23/10/1983	0.0	10.9	4.6	0.0	0.0	0.0	1.0
24/10/1983	5.0	7.8	4.3	1.7	3.5	3.5	0.9
25/10/1983	1.0	7.9	3.9	0.9	0.2	0.2	0.8
26/10/1983	1.0	6.2	4.0	0.4	0.9	0.9	0.7
27/10/1983	19.0	4.0	2.4	1.4	18.0	18.0	0.7
28/10/1983	9.0	2.7	1.6	1.6	7.9	7.9	0.6
29/10/1983	4.0	7.6	3.7	1.1	3.2	3.2	0.6
30/10/1983	3.0	6.5	3.8	1.3	1.9	1.9	0.7
31/10/1983	1.0	6.3	2.6	0.8	0.4	0.4	1.4
1/11/1983	0.0	6.4	2.5	0.0	0.0	0.0	2.6
2/11/1983	0.0	9.4	3.7	0.0	0.0	0.0	3.0
3/11/1983	0.0	10.8	4.2	0.0	0.0	0.0	2.6
4/11/1983	7.0	7.2	4.0	1.0	6.2	6.2	2.3
5/11/1983	11.0	3.3	2.2	1.1	10.2	10.2	1.9
6/11/1983	0.0	8.7	4.0	0.0	0.0	0.0	1.7
7/11/1983	0.0	8.1	3.4	0.0	0.0	0.0	1.4
8/11/1983	1.0	6.3	2.9	0.9	0.2	0.2	1.3
9/11/1983	0.0	4.3	2.5	0.0	0.0	0.0	1.1
10/11/1983	1.0	6.6	2.8	0.9	0.1	0.1	1.0
11/11/1983	0.0	10.9	4.1	0.0	0.0	0.0	0.9
12/11/1983	0.0	13.7	4.3	0.0	0.0	0.0	0.9
13/11/1983	0.0	16.4	4.7	0.0	0.0	0.0	0.8
14/11/1983	0.0	15.9	4.3	0.0	0.0	0.0	0.7
15/11/1983	4.0	3.1	1.5	1.7	2.6	2.6	0.7
16/11/1983	1.0	4.9	2.9	0.9	0.1	0.1	0.6
17/11/1983	3.0	3.2	2.2	1.0	2.2	2.2	0.6
18/11/1983	0.0	8.3	2.9	0.0	0.0	0.0	0.6
19/11/1983	0.0	11.5	3.4	0.0	0.0	0.0	0.5
20/11/1983	0.0	10.0	2.8	0.0	0.0	0.0	0.5

Data	Precip. (mm/dia)	Evap.Pot. (mm/dia)	Evap.Real (mm/dia)	Intercep. (mm/dia)	Prec.Efe. (mm/dia)	Infiltr. (mm/dia)	Escoam. (mm/dia)
21/11/1983	0.0	12.6	2.3	0.0	0.0	0.0	0.5
22/11/1983	0.0	12.1	2.1	0.0	0.0	0.0	0.4
23/11/1983	0.0	11.6	1.3	0.0	0.0	0.0	0.4
24/11/1983	0.0	9.8	0.6	0.0	0.0	0.0	0.4
25/11/1983	0.0	5.9	0.5	0.0	0.0	0.0	0.4
26/11/1983	0.0	3.2	0.3	0.0	0.0	0.0	0.3
27/11/1983	1.0	7.9	1.8	0.8	0.4	0.4	0.3
28/11/1983	23.0	4.3	1.3	1.0	22.1	22.1	0.3
29/11/1983	6.0	2.2	1.4	1.6	4.9	4.9	0.3
30/11/1983	0.0	6.0	2.8	0.0	0.0	0.0	0.3
1/12/1983	6.0	5.2	3.6	2.1	4.3	4.3	0.3
2/12/1983	0.0	6.6	2.8	0.0	0.0	0.0	0.2
3/12/1983	0.0	4.1	1.9	0.0	0.0	0.0	0.2
4/12/1983	34.0	3.2	2.0	1.5	33.0	29.4	3.8
5/12/1983	37.0	2.2	2.0	2.0	35.6	35.6	0.2
6/12/1983	89.0	5.5	3.7	1.5	87.9	81.3	31.8
7/12/1983	1.0	4.7	2.8	0.9	0.2	0.2	37.2
8/12/1983	0.0	6.3	2.7	0.0	0.0	0.0	11.2
9/12/1983	1.0	3.9	1.9	0.9	0.2	0.2	6.4
10/12/1983	0.0	5.0	2.3	0.0	0.0	0.0	4.5
11/12/1983	0.0	5.7	1.7	0.0	0.0	0.0	3.6
12/12/1983	0.0	8.7	3.9	0.0	0.0	0.0	2.9
13/12/1983	8.0	9.2	4.4	1.9	6.3	6.3	2.3
14/12/1983	0.0	5.8	2.9	0.0	0.0	0.0	2.0
15/12/1983	23.0	1.4	1.0	1.5	22.0	22.0	1.6
16/12/1983	0.0	6.4	3.0	0.0	0.0	0.0	1.5
17/12/1983	4.0	6.5	3.5	1.6	2.5	2.5	1.3
18/12/1983	5.0	3.0	1.8	1.3	4.1	4.1	1.2
19/12/1983	10.0	8.0	4.4	1.7	8.5	8.5	1.1
20/12/1983	12.0	11.9	5.1	1.1	11.0	11.0	1.1
21/12/1983	16.0	5.3	3.4	2.1	14.2	14.2	1.1
22/12/1983	97.0	2.7	1.7	1.7	95.9	90.3	47.9
23/12/1983	10.0	3.9	3.3	2.6	8.1	8.1	41.5
24/12/1983	8.0	6.4	5.0	3.4	5.0	5.0	10.8
25/12/1983	1.0	9.7	3.9	0.9	0.1	0.1	7.7
26/12/1983	17.0	1.6	1.3	1.9	15.6	15.6	6.2
27/12/1983	5.0	3.3	2.6	1.4	3.9	3.9	5.0
28/12/1983	2.0	4.9	2.8	1.0	1.1	1.1	4.9
29/12/1983	0.0	7.1	3.0	0.0	0.0	0.0	5.6
30/12/1983	91.0	1.0	1.0	2.2	89.7	83.0	35.2
31/12/1983	8.0	3.7	2.6	2.2	6.2	6.2	34.3
1/1/1984	64.0	1.4	1.4	3.3	62.0	62.0	36.3
2/1/1984	0.0	8.8	4.1	0.0	0.2	0.2	31.1
3/1/1984	0.0	8.2	3.5	0.0	0.0	0.0	11.3
4/1/1984	0.0	11.1	4.0	0.0	0.0	0.0	6.6
5/1/1984	19.0	3.6	2.0	1.5	17.9	17.9	4.5
6/1/1984	2.0	3.7	2.2	1.1	1.1	1.1	3.4
7/1/1984	9.0	6.0	2.9	0.9	8.2	8.2	2.7
8/1/1984	2.0	5.2	2.8	1.2	1.1	1.1	2.4
9/1/1984	26.0	5.1	3.4	1.6	24.9	23.6	3.8
10/1/1984	1.0	2.9	2.4	0.9	0.4	0.4	2.8
11/1/1984	17.0	5.8	3.5	1.3	15.9	15.9	4.0
12/1/1984	3.0	9.7	4.0	1.3	1.7	1.7	7.3
13/1/1984	32.0	11.2	5.4	1.9	30.2	25.7	12.4
14/1/1984	17.0	3.9	3.0	2.4	15.0	15.0	6.8
15/1/1984	0.0	7.6	4.1	0.0	0.0	0.0	19.6
16/1/1984	10.0	7.4	4.3	2.3	7.8	7.8	10.4
17/1/1984	0.0	6.4	2.4	0.0	0.0	0.0	6.2
18/1/1984	18.0	3.2	2.3	1.4	16.8	16.8	4.1
19/1/1984	11.0	3.0	2.2	1.3	9.9	9.9	3.6
20/1/1984	0.0	4.5	1.9	0.0	0.0	0.0	3.5
21/1/1984	2.0	7.2	4.6	1.8	0.3	0.3	7.4
22/1/1984	39.0	7.9	4.8	2.3	37.2	32.2	11.1
23/1/1984	3.0	4.0	3.2	1.6	1.8	1.8	4.4
24/1/1984	0.0	7.0	4.1	0.0	0.1	0.1	6.8
25/1/1984	0.0	6.8	3.6	0.0	0.0	0.0	8.8
26/1/1984	0.0	11.2	4.3	0.0	0.0	0.0	5.6
27/1/1984	6.0	6.7	2.7	1.4	4.8	4.8	4.0
28/1/1984	0.0	9.6	3.8	0.0	0.0	0.0	3.0
29/1/1984	6.0	7.1	4.3	1.8	4.4	4.4	2.4
30/1/1984	17.0	4.2	3.0	3.0	14.4	14.4	2.0
31/1/1984	8.0	7.2	4.5	1.7	6.9	6.9	1.7
1/2/1984	0.0	6.8	2.4	0.0	0.0	0.0	1.5
2/2/1984	0.0	5.2	2.7	0.0	0.0	0.0	1.3
3/2/1984	23.0	2.5	1.7	1.9	21.6	21.6	1.2
4/2/1984	0.0	8.5	3.3	0.0	0.0	0.0	1.2
5/2/1984	15.0	7.2	4.5	2.7	12.7	12.7	1.2
6/2/1984	23.0	2.5	1.8	2.2	21.4	21.4	1.7
7/2/1984	7.0	4.3	3.6	2.5	4.9	4.9	12.4
8/2/1984	45.0	6.7	3.7	1.9	43.4	40.1	30.5
9/2/1984	16.0	1.4	1.4	2.0	15.1	15.1	17.1

Data	Precip. (mm/dia)	Evap.Pot. (mm/dia)	Evap.Real (mm/dia)	Intercep. (mm/dia)	Prec.Efe. (mm/dia)	Infiltr. (mm/dia)	Escoam. (mm/dia)
10/ 2/1984	0.0	9.9	3.6	0.0	0.0	0.0	10.4
11/ 2/1984	8.0	11.5	6.4	2.6	5.6	5.6	10.2
12/ 2/1984	33.0	3.7	3.0	2.6	30.8	27.5	9.7
13/ 2/1984	2.0	4.8	3.3	1.8	0.2	0.2	4.8
14/ 2/1984	9.0	9.8	4.4	1.1	8.0	8.0	12.1
15/ 2/1984	19.0	2.6	2.3	3.1	16.6	16.6	7.2
16/ 2/1984	7.0	5.0	3.7	3.0	4.4	4.4	4.9
17/ 2/1984	7.0	7.2	4.7	2.4	5.0	5.0	7.8
18/ 2/1984	27.0	2.4	1.8	2.1	25.4	25.4	8.0
19/ 2/1984	8.0	3.8	2.6	1.5	6.6	6.6	12.3
20/ 2/1984	21.0	5.3	3.5	2.4	19.1	19.1	12.4
21/ 2/1984	10.0	2.6	1.9	2.1	8.3	8.3	12.3
22/ 2/1984	9.0	5.0	3.8	2.8	6.4	6.4	11.2
23/ 2/1984	0.0	5.8	2.6	0.0	0.0	0.0	8.5
24/ 2/1984	7.0	4.2	2.4	1.4	5.9	5.9	6.6
25/ 2/1984	14.0	4.6	2.8	2.2	12.5	12.5	5.4
26/ 2/1984	13.0	6.8	4.9	3.1	10.3	10.3	4.2
27/ 2/1984	47.0	7.5	5.5	3.8	44.1	44.0	26.0
28/ 2/1984	2.0	5.4	3.4	1.8	0.4	0.4	15.9
29/ 2/1984	6.0	7.1	4.4	1.8	4.4	4.4	9.1
1/ 3/1984	28.0	2.4	1.9	2.8	26.0	26.0	6.2
2/ 3/1984	4.0	7.4	4.7	3.0	1.2	1.2	5.2
3/ 3/1984	10.0	6.3	3.7	2.3	8.0	8.0	12.6
4/ 3/1984	2.0	7.7	4.0	0.9	1.2	1.2	7.2
5/ 3/1984	11.0	3.1	2.4	2.4	9.1	9.1	5.2
6/ 3/1984	3.0	6.4	3.9	1.9	1.3	1.3	4.4
7/ 3/1984	3.0	10.8	6.0	1.8	1.4	1.4	3.9
8/ 3/1984	0.0	10.3	3.4	0.0	0.0	0.0	3.7
9/ 3/1984	0.0	9.9	3.9	0.0	0.0	0.0	3.3
10/ 3/1984	0.0	7.4	3.1	0.0	0.0	0.0	2.8
11/ 3/1984	0.0	8.3	3.7	0.0	0.0	0.0	2.4
12/ 3/1984	9.0	2.9	1.9	2.1	7.2	7.2	2.0
13/ 3/1984	1.0	3.1	1.6	0.9	0.2	0.2	1.7
14/ 3/1984	3.0	8.2	4.1	1.0	2.1	2.1	1.5
15/ 3/1984	0.0	11.3	4.4	0.0	0.0	0.0	1.3
16/ 3/1984	1.0	9.2	4.2	0.9	0.1	0.1	1.1
17/ 3/1984	1.0	8.5	3.6	0.9	0.1	0.1	1.0
18/ 3/1984	6.0	9.2	3.3	1.0	5.1	5.1	0.9
19/ 3/1984	6.0	2.1	1.5	1.0	5.7	5.7	0.8
20/ 3/1984	14.0	3.6	2.5	1.3	13.1	13.1	0.7
21/ 3/1984	2.0	7.4	3.9	1.0	1.2	1.2	0.7
22/ 3/1984	9.0	5.9	3.2	1.7	7.7	7.7	0.7
23/ 3/1984	6.0	7.8	5.0	2.4	3.8	3.8	0.6
24/ 3/1984	1.0	6.4	3.6	0.8	0.4	0.4	0.6
25/ 3/1984	27.0	9.2	5.1	1.5	25.7	23.5	2.7
26/ 3/1984	1.0	8.3	4.1	0.9	0.1	0.1	0.5
27/ 3/1984	43.0	6.8	5.3	5.1	38.5	38.5	0.5
28/ 3/1984	1.0	9.1	3.9	0.1	1.1	1.1	0.5
29/ 3/1984	2.0	8.2	4.1	1.8	0.2	0.2	13.8
30/ 3/1984	11.0	8.9	4.1	1.3	9.9	9.9	7.6
31/ 3/1984	12.0	4.2	2.2	1.2	11.1	11.1	5.0
1/ 4/1984	8.0	3.4	1.8	1.4	6.8	6.8	3.9
2/ 4/1984	4.0	6.9	3.8	1.1	3.1	3.1	4.0
3/ 4/1984	0.0	6.2	3.0	0.0	0.0	0.0	5.1
4/ 4/1984	0.0	10.4	4.0	0.0	0.0	0.0	4.9
5/ 4/1984	0.0	14.2	4.6	0.0	0.0	0.0	4.0
6/ 4/1984	67.0	6.3	3.3	1.4	66.1	58.1	11.3
7/ 4/1984	1.0	5.0	2.7	0.3	0.9	0.9	14.4
8/ 4/1984	0.0	7.4	3.3	0.0	0.0	0.0	12.4
9/ 4/1984	19.0	12.0	5.7	2.1	17.2	17.2	7.0
10/ 4/1984	9.0	5.4	2.7	2.1	7.3	7.3	4.8
11/ 4/1984	0.0	8.7	3.7	0.0	0.0	0.0	3.6
12/ 4/1984	17.0	6.0	4.1	2.9	14.5	14.5	3.7
13/ 4/1984	8.0	5.5	3.6	1.5	7.0	7.0	4.5
14/ 4/1984	0.0	9.7	4.4	0.0	0.1	0.1	4.4
15/ 4/1984	29.0	4.0	3.2	3.4	26.6	26.1	5.1
16/ 4/1984	9.0	6.5	3.9	2.0	7.3	7.3	6.5
17/ 4/1984	0.0	8.8	3.7	0.0	0.0	0.0	11.1
18/ 4/1984	7.0	7.6	3.5	1.3	6.1	6.1	7.3
19/ 4/1984	23.0	7.5	4.3	1.7	21.8	21.8	5.4
20/ 4/1984	0.0	7.1	3.6	0.0	0.1	0.1	4.1
21/ 4/1984	6.0	9.8	4.6	2.0	4.2	4.2	3.6
22/ 4/1984	1.0	9.2	4.4	0.9	0.1	0.1	5.3
23/ 4/1984	9.0	3.2	1.9	1.1	8.1	8.1	5.0
24/ 4/1984	0.0	4.1	1.7	0.0	0.0	0.0	4.0
25/ 4/1984	3.0	3.3	2.1	1.1	2.1	2.1	3.2
26/ 4/1984	0.0	5.6	2.7	0.0	0.0	0.0	2.8
27/ 4/1984	17.0	1.8	1.2	1.4	16.1	16.1	2.5
28/ 4/1984	3.0	7.5	4.9	1.1	2.1	2.1	2.3
29/ 4/1984	13.0	5.5	3.8	3.3	10.4	10.4	2.1
30/ 4/1984	0.0	6.5	3.3	0.0	0.0	0.0	2.1

Data	Precip. (mm/dia)	Evap.Pot. (mm/dia)	Evap.Real (mm/dia)	Intercep. (mm/dia)	Prec.Efe. (mm/dia)	Infiltr. (mm/dia)	Escoam. (mm/dia)
1/ 5/1984	65.0	9.5	5.5	2.8	62.6	58.8	6.1
2/ 5/1984	19.0	2.8	2.0	1.1	18.7	18.7	40.2
3/ 5/1984	6.0	5.5	3.7	2.2	4.0	4.0	17.0
4/ 5/1984	0.0	8.6	3.5	0.0	0.0	0.0	8.6
5/ 5/1984	0.0	8.7	3.7	0.0	0.0	0.0	5.8
6/ 5/1984	6.0	6.6	4.1	2.0	4.3	4.3	4.4
7/ 5/1984	4.0	6.2	3.8	0.9	3.3	3.3	3.4
8/ 5/1984	8.0	4.1	3.5	3.1	5.2	5.2	2.7
9/ 5/1984	3.0	5.4	3.2	1.8	1.4	1.4	2.3
10/ 5/1984	14.0	4.0	3.0	2.2	12.2	12.2	1.9
11/ 5/1984	2.0	7.6	3.6	1.0	1.1	1.1	1.7
12/ 5/1984	4.0	9.6	5.5	1.0	3.1	3.1	1.5
13/ 5/1984	88.0	7.0	3.6	1.5	87.0	82.7	42.6
14/ 5/1984	0.0	12.2	5.1	0.0	0.0	0.0	18.5
15/ 5/1984	23.0	4.6	2.5	1.8	21.8	21.8	8.7
16/ 5/1984	6.0	2.9	2.2	1.5	5.1	5.1	5.5
17/ 5/1984	0.0	9.9	4.5	0.0	0.0	0.0	5.1
18/ 5/1984	0.0	7.9	3.7	0.0	0.0	0.0	6.9
19/ 5/1984	3.0	10.3	5.3	2.4	0.6	0.6	5.6
20/ 5/1984	17.0	7.6	5.3	2.5	14.8	14.8	4.1
21/ 5/1984	13.0	5.0	3.5	2.6	10.8	10.8	3.1
22/ 5/1984	5.0	3.4	2.2	1.2	4.1	4.1	2.5
23/ 5/1984	18.0	1.2	0.9	1.6	17.1	17.1	2.2
24/ 5/1984	0.0	6.6	3.3	0.0	0.0	0.0	2.5
25/ 5/1984	14.0	4.1	2.9	1.7	12.6	12.6	7.8
26/ 5/1984	0.0	8.0	3.8	0.0	0.0	0.0	6.8
27/ 5/1984	3.0	8.6	4.6	2.3	0.8	0.8	5.1
28/ 5/1984	2.0	9.1	4.6	0.8	1.4	1.4	4.5
29/ 5/1984	5.0	9.0	5.3	1.9	3.3	3.3	3.8
30/ 5/1984	0.0	8.9	3.5	0.0	0.0	0.0	3.1
31/ 5/1984	0.0	13.3	4.4	0.0	0.0	0.0	2.5
1/ 6/1984	0.0	14.0	4.3	0.0	0.0	0.0	2.1
2/ 6/1984	5.0	10.1	5.0	2.6	2.5	2.5	1.8
3/ 6/1984	0.0	6.4	3.2	0.0	0.0	0.0	1.5
4/ 6/1984	0.0	7.0	3.3	0.0	0.0	0.0	1.3
5/ 6/1984	2.0	5.1	3.2	0.8	1.4	1.4	1.2
6/ 6/1984	0.0	5.3	2.8	0.0	0.0	0.0	1.1
7/ 6/1984	6.0	3.0	1.9	1.4	5.0	5.0	0.9
8/ 6/1984	10.0	6.9	4.3	1.3	9.0	9.0	0.8
9/ 6/1984	0.0	11.3	4.5	0.0	0.0	0.0	0.8
10/ 6/1984	20.0	3.4	2.7	2.4	18.1	18.1	0.7
11/ 6/1984	0.0	6.1	2.4	0.0	0.0	0.0	0.6
12/ 6/1984	0.0	8.3	3.0	0.0	0.0	0.0	0.6
13/ 6/1984	6.0	9.7	5.7	3.8	2.5	2.5	0.5
14/ 6/1984	0.0	8.1	3.5	0.0	0.0	0.0	0.5
15/ 6/1984	0.0	10.7	3.8	0.0	0.0	0.0	0.5
16/ 6/1984	0.0	11.8	3.8	0.0	0.0	0.0	0.4
17/ 6/1984	4.0	9.8	4.0	1.8	2.3	2.3	0.4
18/ 6/1984	0.0	14.1	4.6	0.0	0.0	0.0	0.4
19/ 6/1984	0.0	13.2	4.1	0.0	0.0	0.0	0.4
20/ 6/1984	5.0	5.0	2.9	1.9	3.3	3.3	0.4
21/ 6/1984	3.0	5.9	4.7	2.7	0.5	0.5	0.3
22/ 6/1984	0.0	11.1	3.7	0.0	0.0	0.0	0.3
23/ 6/1984	0.0	14.9	3.6	0.0	0.0	0.0	0.3
24/ 6/1984	2.0	9.6	3.3	1.2	0.9	0.9	0.3
25/ 6/1984	0.0	5.6	2.3	0.0	0.0	0.0	0.3
26/ 6/1984	0.0	8.6	2.6	0.0	0.0	0.0	0.3
27/ 6/1984	0.0	7.5	1.7	0.0	0.0	0.0	0.3
28/ 6/1984	0.0	8.9	1.5	0.0	0.0	0.0	0.3
29/ 6/1984	0.0	16.3	1.5	0.0	0.0	0.0	0.2
30/ 6/1984	0.0	12.6	1.1	0.0	0.0	0.0	0.2
1/ 7/1984	15.0	5.5	2.9	2.7	12.5	12.5	0.2
2/ 7/1984	7.0	7.1	4.2	0.9	6.5	6.5	0.2
3/ 7/1984	3.0	10.1	4.7	1.0	2.0	2.0	0.2
4/ 7/1984	3.0	8.9	4.0	0.9	2.2	2.2	0.2
5/ 7/1984	1.0	8.8	3.7	0.9	0.1	0.1	0.2
6/ 7/1984	16.0	9.9	4.3	1.6	14.7	14.7	0.2
7/ 7/1984	0.0	13.4	4.2	0.0	0.0	0.0	0.2
8/ 7/1984	0.0	11.5	4.4	0.0	0.0	0.0	0.2
9/ 7/1984	0.0	11.0	4.2	0.0	0.0	0.0	0.2
10/ 7/1984	2.0	6.4	3.6	1.3	0.9	0.9	0.2
11/ 7/1984	3.0	9.5	4.0	1.4	1.8	1.8	0.2
12/ 7/1984	10.0	12.3	4.7	1.6	8.6	8.6	0.1
13/ 7/1984	0.0	10.0	3.8	0.0	0.0	0.0	0.1
14/ 7/1984	0.0	7.5	3.4	0.0	0.0	0.0	0.1
15/ 7/1984	35.0	6.2	3.2	1.6	33.9	30.6	3.4
16/ 7/1984	2.0	6.2	4.0	0.7	1.4	1.4	0.1
17/ 7/1984	1.0	7.6	4.3	0.9	0.3	0.3	0.1
18/ 7/1984	8.0	5.1	2.6	1.4	6.8	6.8	0.1
19/ 7/1984	24.0	5.2	2.7	1.3	23.1	23.1	0.1
20/ 7/1984	0.0	8.7	4.2	0.0	0.0	0.0	0.1

Data	Precip. (mm/dia)	Evap.Pot. (mm/dia)	Evap.Real (mm/dia)	Intercep. (mm/dia)	Prec.Efe. (mm/dia)	Infiltr. (mm/dia)	Escoam. (mm/dia)
21/ 7/1984	1.0	4.7	2.7	0.9	0.2	0.2	0.1
22/ 7/1984	0.0	9.4	4.2	0.0	0.0	0.0	0.1
23/ 7/1984	0.0	10.9	4.6	0.0	0.0	0.0	0.1
24/ 7/1984	0.0	11.9	4.6	0.0	0.0	0.0	0.1
25/ 7/1984	8.0	2.7	1.5	1.3	6.9	6.9	0.1
26/ 7/1984	1.0	9.0	4.3	0.9	0.1	0.1	0.1
27/ 7/1984	0.0	11.3	4.2	0.0	0.0	0.0	0.1
28/ 7/1984	4.0	7.4	3.7	1.3	2.8	2.8	0.1
29/ 7/1984	0.0	15.1	4.7	0.0	0.0	0.0	0.1
30/ 7/1984	0.0	18.0	5.6	0.0	0.0	0.0	0.1
31/ 7/1984	0.0	12.5	4.7	0.0	0.0	0.0	0.1
1/ 8/1984	0.0	10.8	3.5	0.0	0.0	0.0	0.1
2/ 8/1984	7.0	7.5	4.7	3.0	4.0	4.0	0.1
3/ 8/1984	9.0	7.3	3.5	1.0	8.3	8.3	0.1
4/ 8/1984	0.0	10.8	4.3	0.0	0.1	0.1	0.1
5/ 8/1984	0.0	13.7	4.4	0.0	0.0	0.0	0.1
6/ 8/1984	19.0	13.7	4.9	1.2	17.9	17.9	0.1
7/ 8/1984	0.0	10.6	4.5	0.0	0.0	0.0	0.1
8/ 8/1984	0.0	12.4	4.7	0.0	0.0	0.0	0.1
9/ 8/1984	0.0	15.8	4.7	0.0	0.0	0.0	0.1
10/ 8/1984	3.0	14.2	4.4	1.0	2.1	2.1	0.1
11/ 8/1984	0.0	13.3	4.1	0.0	0.0	0.0	0.1
12/ 8/1984	4.0	5.9	3.1	0.9	3.3	3.3	0.1
13/ 8/1984	0.0	6.8	3.5	0.0	0.0	0.0	0.1
14/ 8/1984	12.0	3.9	2.3	1.6	10.7	10.7	0.1
15/ 8/1984	12.0	8.4	4.7	1.8	10.5	10.5	0.1
16/ 8/1984	6.0	3.8	2.8	1.7	4.7	4.7	0.1
17/ 8/1984	24.0	4.0	3.1	2.9	21.8	21.8	0.1
18/ 8/1984	15.0	4.7	2.9	1.1	14.0	14.0	0.1
19/ 8/1984	6.0	6.6	5.1	3.0	3.2	3.2	0.1
20/ 8/1984	0.0	9.6	4.3	0.0	0.0	0.0	0.1
21/ 8/1984	0.0	13.9	4.7	0.0	0.0	0.0	0.1
22/ 8/1984	0.0	15.4	5.1	0.0	0.0	0.0	0.1
23/ 8/1984	0.0	15.1	5.2	0.0	0.0	0.0	0.1
24/ 8/1984	0.0	15.7	5.1	0.0	0.0	0.0	0.1
25/ 8/1984	0.0	11.8	3.7	0.0	0.0	0.0	0.1
26/ 8/1984	0.0	6.5	1.8	0.0	0.0	0.0	0.1
27/ 8/1984	0.0	6.3	2.0	0.0	0.0	0.0	0.1
28/ 8/1984	0.0	8.5	3.0	0.0	0.0	0.0	0.1
29/ 8/1984	4.0	3.2	1.3	0.9	3.2	3.2	0.1
30/ 8/1984	7.0	2.2	1.6	1.8	5.6	5.6	0.1
31/ 8/1984	0.0	7.9	4.0	0.0	0.0	0.0	0.1
1/ 9/1984	0.0	9.7	3.5	0.0	0.0	0.0	0.1
2/ 9/1984	2.0	10.7	4.4	1.0	1.1	1.1	0.1
3/ 9/1984	4.0	3.9	2.7	1.2	3.1	3.1	0.1
4/ 9/1984	6.0	2.5	1.7	1.1	5.2	5.2	0.1
5/ 9/1984	0.0	6.2	3.0	0.0	0.0	0.0	0.1
6/ 9/1984	0.0	7.9	4.3	0.0	0.0	0.0	0.1
7/ 9/1984	0.0	9.4	4.6	0.0	0.0	0.0	0.1
8/ 9/1984	4.0	7.0	3.5	0.9	3.2	3.2	0.1
9/ 9/1984	0.0	8.4	4.1	0.0	0.0	0.0	0.1
21/ 9/1984	0.0	10.0	2.5	0.0	0.0	0.0	0.0
22/ 9/1984	0.0	12.6	3.8	0.0	0.0	0.0	0.1
23/ 9/1984	0.0	8.8	2.3	0.0	0.0	0.0	0.1
24/ 9/1984	3.0	5.8	3.1	1.8	1.6	1.6	0.1
25/ 9/1984	6.0	9.7	3.6	1.5	4.6	4.6	0.1
26/ 9/1984	5.0	12.1	5.2	1.5	3.5	3.5	0.1
27/ 9/1984	1.0	14.3	4.6	0.9	0.1	0.1	0.1
28/ 9/1984	14.0	11.8	4.5	2.2	11.9	11.9	0.1
29/ 9/1984	18.0	8.3	4.4	2.0	16.4	16.4	0.1
30/ 9/1984	2.0	7.3	4.0	1.2	0.9	0.9	0.1
1/10/1984	0.0	7.0	3.8	0.0	0.0	0.0	0.1
2/10/1984	9.0	12.0	5.6	1.0	8.1	8.1	0.1
3/10/1984	0.0	10.0	4.7	0.0	0.0	0.0	0.1
4/10/1984	0.0	8.7	4.1	0.0	0.0	0.0	0.1
5/10/1984	0.0	8.5	4.2	0.0	0.0	0.0	0.1
6/10/1984	0.0	7.4	3.4	0.0	0.0	0.0	0.1
7/10/1984	29.0	9.4	4.4	1.6	27.7	27.4	0.4
8/10/1984	3.0	4.8	3.0	1.1	2.3	2.3	0.1
9/10/1984	1.0	5.9	3.7	0.9	0.2	0.2	0.1
10/10/1984	6.0	10.6	5.0	1.3	4.8	4.8	0.1
11/10/1984	0.0	12.2	4.5	0.0	0.0	0.0	0.1
12/10/1984	7.0	7.7	5.3	1.5	5.7	5.7	0.1
13/10/1984	16.0	5.1	3.5	2.4	13.9	13.9	0.1
14/10/1984	6.0	7.1	4.6	1.2	5.1	5.1	0.1
15/10/1984	0.0	9.9	4.6	0.0	0.0	0.0	0.1
16/10/1984	13.0	7.9	4.3	1.1	12.1	12.1	0.1
17/10/1984	0.0	6.6	3.2	0.0	0.0	0.0	0.1
18/10/1984	9.0	5.9	3.8	1.8	7.5	7.5	0.1
19/10/1984	0.0	4.8	2.7	0.0	0.0	0.0	0.1
20/10/1984	3.0	7.5	4.2	1.2	1.8	1.8	0.1

Data	Precip. (mm/dia)	Evap.Pot. (mm/dia)	Evap.Real (mm/dia)	Intercep. (mm/dia)	Prec.Efe. (mm/dia)	Infiltr. (mm/dia)	Escoam. (mm/dia)
21/10/1984	0.0	9.1	4.1	0.0	0.0	0.0	0.1
22/10/1984	3.0	7.7	3.6	0.9	2.3	2.3	0.1
23/10/1984	0.0	11.2	4.5	0.0	0.0	0.0	0.1
24/10/1984	1.0	13.4	5.8	0.9	0.1	0.1	0.1
25/10/1984	0.0	10.4	3.4	0.0	0.0	0.0	0.1
26/10/1984	5.0	1.5	1.2	1.4	4.1	4.1	0.1
27/10/1984	4.0	6.7	5.1	2.5	2.0	2.0	0.0
28/10/1984	46.0	1.2	1.0	1.5	45.2	41.0	4.3
29/10/1984	0.0	4.4	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0
30/10/1984	0.0	9.6	3.9	0.0	0.0	0.0	0.0
31/10/1984	0.0	8.8	3.4	0.0	0.0	0.0	0.1
1/11/1984	0.0	9.4	4.8	0.0	0.0	0.0	0.1
2/11/1984	0.0	8.1	4.2	0.0	0.0	0.0	0.1
3/11/1984	0.0	12.2	4.6	0.0	0.0	0.0	0.1
4/11/1984	0.0	11.0	4.0	0.0	0.0	0.0	0.1
5/11/1984	3.0	10.4	5.1	2.5	0.7	0.7	0.1
6/11/1984	5.0	3.1	2.1	1.7	3.8	3.8	0.1
7/11/1984	13.0	1.7	1.5	1.1	12.2	12.2	0.1
8/11/1984	0.0	5.1	2.6	0.0	0.0	0.0	0.1
9/11/1984	23.0	4.5	3.0	1.4	22.0	22.0	0.1
10/11/1984	0.0	7.7	3.2	0.0	0.0	0.0	0.1
11/11/1984	0.0	11.1	4.1	0.0	0.0	0.0	0.2
12/11/1984	18.0	13.0	5.9	1.7	16.5	16.5	0.2
13/11/1984	8.0	5.6	3.4	0.8	7.5	7.5	0.2
14/11/1984	0.0	7.9	4.5	0.0	0.1	0.1	0.2
15/11/1984	35.0	2.8	2.1	1.5	33.9	28.8	5.3
16/11/1984	0.0	7.3	4.2	0.0	0.1	0.1	0.3
17/11/1984	2.0	8.9	4.4	1.7	0.3	0.3	2.0
18/11/1984	0.0	9.2	4.0	0.0	0.0	0.0	7.5
19/11/1984	0.0	10.3	4.1	0.0	0.0	0.0	4.8
20/11/1984	0.0	13.8	4.9	0.0	0.0	0.0	3.5
21/11/1984	1.0	15.0	5.2	0.9	0.1	0.1	2.7
22/11/1984	0.0	15.5	4.7	0.0	0.0	0.0	2.2
23/11/1984	0.0	15.8	4.4	0.0	0.0	0.0	1.8
24/11/1984	0.0	15.0	3.9	0.0	0.0	0.0	1.5
25/11/1984	27.0	13.7	4.3	1.7	25.5	25.5	1.3
26/11/1984	0.0	12.5	4.4	0.0	0.0	0.0	1.1
27/11/1984	3.0	2.7	1.4	0.8	2.3	2.3	1.0
28/11/1984	3.0	2.4	1.9	1.2	2.1	2.1	0.9
29/11/1984	5.0	6.2	3.9	1.0	4.3	4.3	0.8
30/11/1984	0.0	7.5	3.2	0.0	0.0	0.0	0.7
1/12/1984	2.0	7.0	3.4	0.9	1.2	1.2	0.7
2/12/1984	61.0	5.3	3.0	1.3	60.2	49.9	10.9
3/12/1984	4.0	5.5	3.5	0.9	3.4	3.4	0.5
4/12/1984	0.0	7.5	3.2	0.0	0.0	0.0	0.5
5/12/1984	6.0	7.7	5.1	1.8	4.4	4.4	0.9
6/12/1984	0.0	7.8	4.3	0.0	0.0	0.0	5.3
7/12/1984	32.0	4.7	2.9	1.1	31.4	28.5	7.5
8/12/1984	0.0	3.8	1.8	0.0	0.1	0.1	3.5
9/12/1984	1.0	5.1	3.5	0.9	0.1	0.1	2.9
10/12/1984	6.0	1.9	1.2	1.4	5.1	5.1	4.4
11/12/1984	0.0	3.6	2.1	0.0	0.1	0.1	5.1
12/12/1984	8.0	4.1	2.7	1.1	7.3	7.3	4.1
13/12/1984	0.0	12.0	4.7	0.0	0.0	0.0	3.3
14/12/1984	0.0	11.3	4.5	0.0	0.0	0.0	2.8
15/12/1984	15.0	8.8	4.8	1.2	13.9	13.9	2.4
16/12/1984	33.0	6.5	3.4	1.4	31.9	30.1	4.0
17/12/1984	0.0	5.4	2.1	0.0	0.0	0.0	1.9
18/12/1984	3.0	11.4	5.8	2.1	1.0	1.0	2.9
19/12/1984	0.0	6.7	3.0	0.0	0.0	0.0	8.2
20/12/1984	9.0	2.2	1.7	2.2	7.4	7.4	5.5
21/12/1984	0.0	4.6	2.8	0.0	0.1	0.1	3.9
22/12/1984	0.0	8.6	4.5	0.0	0.0	0.0	3.0
23/12/1984	16.0	6.8	4.4	1.9	14.5	14.5	2.5
24/12/1984	0.0	8.9	4.6	0.0	0.2	0.2	2.1
25/12/1984	2.0	5.7	2.6	0.9	1.4	1.4	1.9
26/12/1984	25.0	4.8	3.4	2.0	23.3	22.4	2.5
27/12/1984	61.0	3.9	2.8	1.4	59.7	54.7	19.8
28/12/1984	4.0	3.5	2.8	1.6	2.8	2.8	24.7
29/12/1984	6.0	1.2	1.1	1.1	5.3	5.3	10.3
30/12/1984	16.0	2.6	2.3	1.7	14.6	14.6	6.5
31/12/1984	0.0	7.8	3.2	0.0	0.0	0.0	5.3
1/ 1/1985	7.0	7.7	3.5	0.9	6.2	6.2	6.8
2/ 1/1985	44.0	2.4	1.8	1.0	43.6	40.0	9.3
3/ 1/1985	9.0	5.5	3.7	2.4	6.7	6.7	25.0
4/ 1/1985	0.0	10.4	4.1	0.0	0.0	0.0	10.1
5/ 1/1985	0.0	14.4	4.9	0.0	0.0	0.0	7.0
6/ 1/1985	5.0	10.6	4.9	1.0	4.1	4.1	5.2
7/ 1/1985	35.0	7.3	4.8	3.4	32.1	28.0	8.0
8/ 1/1985	48.0	0.7	0.7	1.2	47.5	47.5	19.4
9/ 1/1985	35.0	2.8	2.2	1.3	34.1	30.2	27.5

Data	Precip. (mm/dia)	Evap.Pot. (mm/dia)	Evap.Real (mm/dia)	Intercep. (mm/dia)	Prec.Efe. (mm/dia)	Infiltr. (mm/dia)	Escoam. (mm/dia)
10/ 1/1985	10.0	3.5	3.1	2.3	8.2	8.2	26.4
11/ 1/1985	5.0	2.4	2.0	0.7	4.6	4.6	11.2
12/ 1/1985	4.0	7.3	4.5	1.7	2.7	2.7	8.2
13/ 1/1985	0.0	5.1	2.7	0.0	0.2	0.2	7.1
14/ 1/1985	19.0	1.0	1.0	2.0	17.8	17.8	5.2
15/ 1/1985	7.0	3.2	2.0	1.7	5.6	5.6	3.6
16/ 1/1985	15.0	2.4	1.7	1.4	14.3	14.3	3.5
17/ 1/1985	1.0	9.3	5.2	0.9	0.4	0.4	7.3
18/ 1/1985	3.0	9.7	4.5	1.4	1.6	1.6	8.7
19/ 1/1985	0.0	7.2	2.8	0.0	0.0	0.0	6.0
20/ 1/1985	2.0	5.1	2.8	0.9	1.4	1.4	4.1
21/ 1/1985	0.0	2.0	1.0	0.0	0.0	0.0	3.1
22/ 1/1985	2.0	1.9	1.5	1.0	1.1	1.1	2.7
23/ 1/1985	1.0	4.2	2.7	0.9	0.1	0.1	2.2
24/ 1/1985	0.0	10.7	3.7	0.0	0.0	0.0	1.9
25/ 1/1985	0.0	13.8	4.4	0.0	0.0	0.0	1.7
26/ 1/1985	0.0	14.0	4.6	0.0	0.0	0.0	1.4
27/ 1/1985	0.0	13.6	4.3	0.0	0.0	0.0	1.3
28/ 1/1985	2.0	11.4	3.3	0.8	1.3	1.3	1.1
29/ 1/1985	9.0	6.2	3.3	0.4	9.1	9.1	1.0
30/ 1/1985	0.0	11.2	3.7	0.0	0.0	0.0	0.9
31/ 1/1985	0.0	12.2	4.5	0.0	0.0	0.0	0.8
1/ 2/1985	7.0	6.9	3.6	1.6	5.5	5.5	0.8
2/ 2/1985	23.0	4.5	3.3	3.1	20.3	20.3	0.7
3/ 2/1985	24.0	1.8	1.5	1.5	23.5	23.5	0.6
4/ 2/1985	2.0	5.3	3.0	0.9	1.3	1.3	0.6
5/ 2/1985	0.0	6.9	3.2	0.0	0.0	0.0	0.5
6/ 2/1985	8.0	5.8	4.1	3.4	5.1	5.1	0.5
7/ 2/1985	18.0	8.4	4.2	1.3	17.1	17.1	0.5
8/ 2/1985	12.0	3.8	2.7	0.5	12.1	12.1	0.4
9/ 2/1985	29.0	4.1	2.9	2.6	27.2	27.2	0.5
10/ 2/1985	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
13/ 2/1985	2.0	8.1	4.2	1.5	0.5	0.5	14.8
14/ 2/1985	6.0	5.8	3.8	2.8	3.4	3.4	11.7
15/ 2/1985	0.0	8.4	2.9	0.0	0.0	0.0	7.0
16/ 2/1985	0.0	10.1	3.5	0.0	0.0	0.0	4.9
17/ 2/1985	0.0	6.3	2.6	0.0	0.0	0.0	3.8
18/ 2/1985	0.0	8.3	3.4	0.0	0.0	0.0	3.1
19/ 2/1985	0.0	9.4	3.3	0.0	0.0	0.0	2.5
20/ 2/1985	38.0	2.6	2.3	2.4	36.1	31.5	6.7
21/ 2/1985	16.0	3.7	2.3	1.9	14.7	14.7	1.8
22/ 2/1985	6.0	4.0	2.9	2.1	4.6	4.6	1.5
28/ 2/1985	7.0	0.3	0.3	0.6	7.0	7.0	0.7
1/ 3/1985	1.0	5.3	3.7	0.9	0.2	0.2	3.2
2/ 3/1985	8.0	5.8	4.5	3.3	5.0	5.0	10.1
3/ 3/1985	10.0	4.3	3.3	2.5	7.9	7.9	6.4
4/ 3/1985	18.0	4.6	2.6	0.9	17.4	17.4	4.6
5/ 3/1985	19.0	2.3	2.1	1.9	17.6	17.6	3.2
6/ 3/1985	1.0	3.0	2.0	0.7	0.5	0.5	13.3
7/ 3/1985	19.0	4.9	3.5	3.5	16.0	16.0	11.1
8/ 3/1985	0.0	5.0	2.6	0.0	0.3	0.3	7.1
9/ 3/1985	14.0	3.5	2.7	1.4	12.8	12.8	5.8
10/ 3/1985	17.0	0.8	0.8	1.7	16.1	16.1	6.3
11/ 3/1985	0.0	4.0	2.1	0.0	0.0	0.0	8.3
12/ 3/1985	14.0	3.6	2.6	1.7	12.8	12.8	11.2
13/ 3/1985	0.0	7.6	3.9	0.0	0.1	0.1	7.2
14/ 3/1985	3.0	7.7	3.7	1.1	2.0	2.0	5.2
15/ 3/1985	4.0	6.3	3.6	1.8	2.2	2.2	4.9
16/ 3/1985	0.0	6.7	2.3	0.0	0.0	0.0	4.1
17/ 3/1985	28.0	1.4	0.9	1.6	27.2	27.2	3.3
18/ 3/1985	0.0	7.0	3.2	0.0	0.1	0.1	2.7
19/ 3/1985	0.0	9.4	3.6	0.0	0.0	0.0	2.5
20/ 3/1985	0.0	10.9	3.9	0.0	0.0	0.0	4.2
21/ 3/1985	88.0	2.2	1.6	1.8	87.0	79.2	47.2
22/ 3/1985	0.0	5.9	2.6	0.0	0.0	0.0	19.1
23/ 3/1985	0.0	9.1	3.9	0.0	0.0	0.0	9.4
24/ 3/1985	3.0	9.7	4.6	0.8	2.4	2.4	5.9
25/ 3/1985	20.0	3.1	2.8	2.6	17.8	17.8	4.2
26/ 3/1985	0.0	5.6	2.6	0.0	0.1	0.1	3.2
27/ 3/1985	0.0	9.0	4.3	0.0	0.0	0.0	2.1
28/ 3/1985	0.0	10.6	4.4	0.0	0.0	0.0	1.4
29/ 3/1985	1.0	13.8	5.5	0.9	0.2	0.2	2.2
30/ 3/1985	24.0	2.3	2.1	3.4	21.6	21.6	2.1
31/ 3/1985	1.0	5.4	3.4	0.7	0.4	0.4	2.0
1/ 4/1985	5.0	6.8	4.7	2.2	3.0	3.0	1.8
2/ 4/1985	62.0	5.1	3.0	1.8	60.5	55.3	7.3
3/ 4/1985	0.0	6.0	2.9	0.0	0.0	0.0	27.7
4/ 4/1985	1.0	11.5	4.8	0.9	0.1	0.1	10.5
5/ 4/1985	1.0	9.7	4.2	0.9	0.1	0.1	6.3
6/ 4/1985	0.0	14.0	4.8	0.0	0.0	0.0	4.4
7/ 4/1985	0.0	12.9	5.0	0.0	0.0	0.0	3.3



Data	Precip. (mm/dia)	Evap.Pot. (mm/dia)	Evap.Real (mm/dia)	Intercep. (mm/dia)	Prec.Efe. (mm/dia)	Infiltr. (mm/dia)	Escoam. (mm/dia)
8/ 4/1985	0.0	2.5	0.7	0.0	0.0	0.0	1.0
11/ 4/1985	0.0	9.3	3.8	0.0	0.0	0.0	1.6
12/ 4/1985	43.0	5.5	3.1	1.9	41.9	36.9	7.1
13/ 4/1985	0.0	8.3	3.4	0.0	0.0	0.0	1.7
14/ 4/1985	0.0	14.9	5.2	0.0	0.0	0.0	1.5
15/ 4/1985	0.0	15.2	5.4	0.0	0.0	0.0	1.3
16/ 4/1985	0.0	15.5	4.6	0.0	0.0	0.0	1.3
17/ 4/1985	20.0	13.3	5.4	1.6	18.8	18.8	1.3
18/ 4/1985	13.0	8.9	4.4	1.6	11.6	11.6	1.3
19/ 4/1985	0.0	10.8	4.0	0.0	0.0	0.0	1.3
20/ 4/1985	3.0	3.5	1.9	1.0	2.3	2.3	1.3
21/ 4/1985	11.0	6.1	4.3	2.5	8.7	8.7	1.2
22/ 4/1985	0.0	7.0	3.0	0.0	0.0	0.0	1.2
23/ 4/1985	9.0	9.0	6.0	4.3	4.9	4.9	1.3
24/ 4/1985	6.0	8.3	4.6	2.5	3.8	3.8	1.5
25/ 4/1985	18.0	7.5	3.6	1.1	17.3	17.3	1.6
26/ 4/1985	87.0	1.1	1.0	1.4	86.3	84.7	42.6
27/ 4/1985	1.0	7.4	3.6	0.4	0.8	0.8	30.7
28/ 4/1985	0.0	4.2	2.4	0.0	0.0	0.0	10.7
29/ 4/1985	34.0	1.9	1.4	1.4	33.0	31.4	8.1
30/ 4/1985	4.0	6.6	3.1	1.1	3.2	3.2	5.4
1/ 5/1985	12.0	5.0	3.9	2.4	10.2	10.2	12.9
2/ 5/1985	15.0	6.8	4.5	1.8	13.3	13.3	7.1
3/ 5/1985	28.0	6.1	3.3	2.5	26.4	26.4	5.6
4/ 5/1985	3.0	5.0	3.0	0.6	2.8	2.8	16.7
5/ 5/1985	0.0	6.1	2.6	0.0	0.0	0.0	13.9
6/ 5/1985	0.0	6.4	3.5	0.0	0.0	0.0	7.6
7/ 5/1985	0.0	6.6	3.3	0.0	0.0	0.0	5.1
8/ 5/1985	0.0	7.7	3.1	0.0	0.0	0.0	3.8
9/ 5/1985	4.0	4.0	3.2	3.0	1.3	1.3	2.9
10/ 5/1985	32.0	3.0	2.1	2.3	30.5	30.5	2.4
11/ 5/1985	0.0	4.5	2.9	0.0	0.2	0.2	2.0
12/ 5/1985	26.0	0.9	0.7	2.1	24.9	24.9	1.7
13/ 5/1985	0.0	7.2	4.2	0.0	0.1	0.1	2.3
14/ 5/1985	1.0	10.0	4.6	0.9	0.1	0.1	13.8
15/ 5/1985	2.0	4.6	2.4	1.0	1.1	1.1	6.7
16/ 5/1985	0.0	6.1	2.9	0.0	0.0	0.0	4.5
17/ 5/1985	1.0	4.4	2.5	0.9	0.1	0.1	3.3
18/ 5/1985	7.0	11.3	5.4	1.7	5.6	5.6	2.6
19/ 5/1985	52.0	3.6	2.7	2.7	49.8	43.6	8.3
20/ 5/1985	37.0	1.3	1.1	1.5	36.0	33.5	15.6
21/ 5/1985	0.0	8.4	4.0	0.0	0.0	0.0	24.4
22/ 5/1985	0.0	9.6	4.3	0.0	0.0	0.0	10.2
23/ 5/1985	4.0	3.4	1.4	1.2	3.1	3.1	6.2
24/ 5/1985	0.0	9.0	4.4	0.0	0.0	0.0	4.3
25/ 5/1985	9.0	5.3	2.8	0.9	8.3	8.3	3.2
26/ 5/1985	5.0	5.4	3.4	2.1	3.1	3.1	2.6
27/ 5/1985	15.0	8.5	3.9	1.0	14.3	14.3	2.1
28/ 5/1985	0.0	6.3	3.2	0.0	0.1	0.1	1.8
29/ 5/1985	10.0	3.5	2.8	1.9	8.5	8.5	1.6
30/ 5/1985	0.0	5.4	2.1	0.0	0.0	0.0	1.5
31/ 5/1985	1.0	8.5	3.6	0.9	0.1	0.1	1.5
1/ 6/1985	4.0	8.4	3.8	1.4	2.6	2.6	1.6
2/ 6/1985	0.0	4.8	2.3	0.0	0.0	0.0	1.9
3/ 6/1985	0.0	6.6	3.3	0.0	0.0	0.0	1.8
4/ 6/1985	0.0	5.0	2.6	0.0	0.0	0.0	1.9
5/ 6/1985	9.0	3.9	3.2	2.9	6.6	6.6	1.8
6/ 6/1985	4.0	4.7	3.2	0.9	3.3	3.3	1.6
7/ 6/1985	17.0	3.2	2.6	3.3	14.2	14.2	1.4
8/ 6/1985	18.0	2.8	1.6	1.0	17.8	17.8	1.3
9/ 6/1985	0.0	9.7	3.4	0.0	0.0	0.0	1.2
10/ 6/1985	0.0	11.3	4.0	0.0	0.0	0.0	1.1
11/ 6/1985	0.0	8.9	2.9	0.0	0.0	0.0	1.9
12/ 6/1985	0.0	8.7	3.4	0.0	0.0	0.0	3.5
13/ 6/1985	0.0	7.2	3.2	0.0	0.0	0.0	3.4
14/ 6/1985	10.0	4.3	2.9	1.9	8.7	8.7	2.8
15/ 6/1985	37.0	5.4	3.1	1.3	36.1	33.1	5.1
16/ 6/1985	0.0	8.5	3.9	0.0	0.0	0.0	1.9
17/ 6/1985	8.0	7.5	3.8	0.9	7.2	7.2	1.7
18/ 6/1985	8.0	6.9	3.4	1.2	7.0	7.0	3.4
19/ 6/1985	24.0	4.7	2.8	0.8	24.0	24.0	5.2
20/ 6/1985	1.0	6.5	3.2	0.9	0.3	0.3	9.5
21/ 6/1985	0.0	6.2	2.7	0.0	0.1	0.1	10.3
22/ 6/1985	0.0	10.8	3.7	0.0	0.0	0.0	6.0
23/ 6/1985	0.0	11.2	3.9	0.0	0.0	0.0	4.2
24/ 6/1985	4.0	5.0	3.1	1.9	2.4	2.4	3.2
25/ 6/1985	0.0	12.3	4.4	0.0	0.0	0.0	2.6
26/ 6/1985	3.0	13.6	4.9	1.4	1.6	1.6	2.1
27/ 6/1985	1.0	9.5	3.9	0.9	0.1	0.1	1.8
28/ 6/1985	3.0	4.5	2.3	1.2	2.0	2.0	1.5
29/ 6/1985	1.0	6.9	3.7	0.9	0.1	0.1	1.3

Date	Precip. (mm/dia)	Evap.Pot. (mm/dia)	Evap.Real (mm/dia)	Intercep. (mm/dia)	Prec.Efe. (mm/dia)	Infiltr. (mm/dia)	Escoam. (mm/dia)
30/ 6/1985	0.0	7.9	3.4	0.0	0.0	0.0	1.2
1/ 7/1985	6.0	9.7	4.8	1.8	4.4	4.4	1.0
2/ 7/1985	3.0	7.4	3.4	1.5	1.7	1.7	0.9
3/ 7/1985	1.0	11.3	4.6	0.9	0.1	0.1	0.8
4/ 7/1985	0.0	13.9	3.9	0.0	0.0	0.0	0.8
5/ 7/1985	0.0	13.7	3.8	0.0	0.0	0.0	0.7
6/ 7/1985	0.0	7.3	2.9	0.0	0.0	0.0	0.6
7/ 7/1985	0.0	8.5	2.3	0.0	0.0	0.0	0.6
8/ 7/1985	7.0	5.4	2.5	0.8	6.4	6.4	0.5
9/ 7/1985	11.0	5.8	3.7	1.5	9.7	9.7	0.5
10/ 7/1985	4.0	7.2	3.0	0.9	3.3	3.3	0.5
11/ 7/1985	5.0	8.2	4.2	0.5	4.9	4.9	0.4
12/ 7/1985	22.0	2.8	2.1	2.2	20.3	20.3	0.4
13/ 7/1985	14.0	2.5	2.1	2.1	12.3	12.3	0.4
14/ 7/1985	1.0	4.1	2.5	0.9	0.1	0.1	0.4
15/ 7/1985	6.0	7.0	4.0	1.6	4.5	4.5	0.3
16/ 7/1985	18.0	2.6	2.0	1.3	16.9	16.9	0.3
17/ 7/1985	0.0	4.8	2.9	0.0	0.0	0.0	0.3
18/ 7/1985	4.0	2.1	1.4	0.9	3.3	3.3	0.3
19/ 7/1985	2.0	5.4	2.9	1.2	1.0	1.0	0.3
20/ 7/1985	1.0	6.4	3.5	0.9	0.1	0.1	0.3
21/ 7/1985	0.0	9.5	4.0	0.0	0.0	0.0	0.3
22/ 7/1985	0.0	5.0	2.2	0.0	0.0	0.0	0.6
23/ 7/1985	0.0	6.4	3.2	0.0	0.0	0.0	1.2
24/ 7/1985	0.0	7.6	3.5	0.0	0.0	0.0	1.6
25/ 7/1985	0.0	10.2	3.2	0.0	0.0	0.0	1.7
26/ 7/1985	0.0	6.3	2.4	0.0	0.0	0.0	1.6
27/ 7/1985	5.0	6.0	3.4	1.8	3.4	3.4	1.4
28/ 7/1985	0.0	11.7	3.9	0.0	0.0	0.0	1.3
29/ 7/1985	0.0	15.6	4.2	0.0	0.0	0.0	1.1
30/ 7/1985	9.0	11.6	3.9	1.6	7.6	7.6	1.0
31/ 7/1985	0.0	15.0	4.3	0.0	0.0	0.0	0.9
1/ 8/1985	0.0	12.7	3.8	0.0	0.0	0.0	0.8
2/ 8/1985	0.0	12.5	3.8	0.0	0.0	0.0	0.7
3/ 8/1985	0.0	12.8	3.6	0.0	0.0	0.0	0.7
4/ 8/1985	0.0	6.4	2.1	0.0	0.0	0.0	0.6
5/ 8/1985	0.0	9.4	2.4	0.0	0.0	0.0	0.6
6/ 8/1985	0.0	14.0	2.3	0.0	0.0	0.0	0.5
7/ 8/1985	3.0	9.3	2.5	1.4	1.7	1.7	0.5
8/ 8/1985	0.0	11.6	2.5	0.0	0.0	0.0	0.5
9/ 8/1985	5.0	8.9	2.9	1.8	3.3	3.3	0.4
10/ 8/1985	2.0	3.4	2.2	1.2	1.0	1.0	0.4
11/ 8/1985	2.0	4.2	1.5	0.9	1.4	1.4	0.4
12/ 8/1985	9.0	3.3	2.0	1.8	7.9	7.9	0.3
13/ 8/1985	0.0	3.9	2.0	0.0	0.0	0.0	0.3
14/ 8/1985	0.0	6.6	2.7	0.0	0.0	0.0	0.3
15/ 8/1985	0.0	11.0	3.2	0.0	0.0	0.0	0.3
16/ 8/1985	1.0	7.2	2.7	0.9	0.1	0.1	0.3
17/ 8/1985	0.0	7.1	2.4	0.0	0.0	0.0	0.3
18/ 8/1985	0.0	10.7	2.4	0.0	0.0	0.0	0.2
19/ 8/1985	2.0	13.1	2.5	1.4	0.7	0.7	0.2
20/ 8/1985	0.0	11.6	1.5	0.0	0.0	0.0	0.2
21/ 8/1985	7.0	9.5	1.9	1.3	6.0	6.0	0.2
22/ 8/1985	0.0	8.5	3.6	0.0	0.0	0.0	0.2
23/ 8/1985	57.0	5.7	2.7	2.0	55.5	42.3	13.4
24/ 8/1985	0.0	4.7	3.1	0.0	0.1	0.1	0.2
25/ 8/1985	0.0	8.1	4.2	0.0	0.0	0.0	0.2
26/ 8/1985	0.0	9.7	4.1	0.0	0.0	0.0	0.2
27/ 8/1985	0.0	9.3	3.4	0.0	0.0	0.0	0.2
28/ 8/1985	0.0	10.3	4.1	0.0	0.0	0.0	0.2
29/ 8/1985	0.0	5.4	2.5	0.0	0.0	0.0	0.2
30/ 8/1985	0.0	3.9	2.2	0.0	0.0	0.0	0.1
31/ 8/1985	0.0	9.4	3.7	0.0	0.0	0.0	0.1
1/ 9/1985	0.0	11.9	4.0	0.0	0.0	0.0	0.1
2/ 9/1985	0.0	12.0	4.1	0.0	0.0	0.0	0.1
3/ 9/1985	0.0	8.0	3.4	0.0	0.0	0.0	0.1
4/ 9/1985	0.0	3.3	1.1	0.0	0.0	0.0	0.1
5/ 9/1985	0.0	7.2	2.2	0.0	0.0	0.0	0.1
6/ 9/1985	0.0	8.6	2.4	0.0	0.0	0.0	0.1
7/ 9/1985	0.0	6.2	1.4	0.0	0.0	0.0	0.1
8/ 9/1985	0.0	2.8	0.4	0.0	0.0	0.0	0.1
9/ 9/1985	0.0	6.8	1.0	0.0	0.0	0.0	0.1
10/ 9/1985	0.0	10.5	0.7	0.0	0.0	0.0	0.1
11/ 9/1985	0.0	12.9	0.5	0.0	0.0	0.0	0.1
12/ 9/1985	0.0	9.4	0.4	0.0	0.0	0.0	0.1
13/ 9/1985	0.0	10.6	0.4	0.0	0.0	0.0	0.1
14/ 9/1985	0.0	12.6	0.4	0.0	0.0	0.0	0.1
15/ 9/1985	0.0	11.2	0.4	0.0	0.0	0.0	0.1
16/ 9/1985	1.0	9.1	1.2	0.9	0.1	0.1	0.1
17/ 9/1985	0.0	13.4	0.5	0.0	0.0	0.0	0.1
18/ 9/1985	0.0	12.9	0.3	0.0	0.0	0.0	0.1

Data	Precip. (mm/dia)	Evap.Pot. (mm/dia)	Evap.Real (mm/dia)	Intercep. (mm/dia)	Prec.Efe. (mm/dia)	Infiltr. (mm/dia)	Escoam. (mm/dia)
19/ 9/1985	44.0	9.2	5.8	5.5	38.8	34.5	4.3
20/ 9/1985	0.0	13.5	5.1	0.0	0.0	0.0	0.1
21/ 9/1985	0.0	12.7	5.2	0.0	0.0	0.0	0.1
22/ 9/1985	0.0	12.7	5.6	0.0	0.0	0.0	0.1
23/ 9/1985	0.0	11.3	4.4	0.0	0.0	0.0	0.1
24/ 9/1985	2.0	7.0	3.3	0.8	1.4	1.4	0.1
25/ 9/1985	0.0	11.7	3.9	0.0	0.0	0.0	0.1
26/ 9/1985	0.0	15.4	4.3	0.0	0.0	0.0	0.1
27/ 9/1985	2.0	12.2	3.8	1.1	1.1	1.1	0.1
28/ 9/1985	0.0	6.6	2.9	0.0	0.0	0.0	0.1
29/ 9/1985	0.0	10.5	1.7	0.0	0.0	0.0	0.1
30/ 9/1985	1.0	4.2	1.0	0.9	0.3	0.3	0.1