

VERSÃO COPPE DO TWM PARA SIMULAÇÃO EM BACIAS
HIDROGRÁFICAS COM SOLOS RESIDUAIS

Paulo Canedo de Magalhães

TESE SUBMETIDA AD CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS PROGRAMAS DE
PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JA
NEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO
GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIA (M.Sc.)

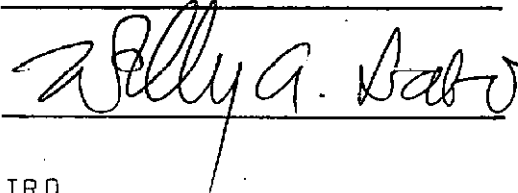
Aprovado por:



Presidente



Luiz Carlos Vieira de Sá



RIO DE JANEIRO
ESTADO DA GUANABARA - BRASIL
OUTUBRO DE 1974

A meus pais, esposa e filho.

RESUMO

O presente trabalho trata-se de um modelo paramétrico de simulação hidrológica para bacias hidrográficas com solo residual, baseado no SWM IV e TWM. O modelo visa simular a qualquer intervalo de tempo as vazões resultantes bem como suas diversas componentes e a evapotranspiração, a partir de dados de chuva e características físicas do solo. Previsto para ser utilizado em computadores com memória superior a 150k bytes, o modelo opera o ano hidrológico em cerca de 3 minutos.

ABSTRACT

This report is concerned about a parametric model for hydrological simulation of hydrografic basins with residual soils, based on SWM IV e TWM. The model makes total discharges simulation for any interval of time so as its components and evapotranspiration, starting from rainfall data and soil physical characteristics. Programmed to be used by 150k bytes memory computers, the model works a whole hydrological year in about 3 minutes.

AGRADECIMENTOS

À COPPE, através do Departamento de Engenharia Civil, pela oportunidade oferecida no campo do ensino e da pesquisa.

À SURSAN, pela colaboração na obtenção dos dados necessários para a realização do trabalho.

Ao DER-GB, pela fornecimento de laudos de sondagens na área de estudo.

Ao Departamento de Pedologia do Ministério da Agricultura pelas colaborações nos estudos do solo e vegetação da área da bacia hidrográfica.

Ao HIDROESB, pelos ensaios de laboratório dos solos da região.

E a todos que direta ou indiretamente contribuíram para tornar possível a realização do presente trabalho, e particularmente ao Prog. Pedro Guerrero.

ÍNDICE DO TEXTO

DEDICATÓRIA	
AGRADECIMENTOS	
RESUMO	
ABSTRACT	
CAPÍTULO PRIMEIRO:	
INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO SEGUNDO:	
O CICLO HIDROLÓGICO	10
Intercepção Vegetal	12
Evapotranspiração	17
Escoamento Superficial	26
Depressões Superficiais	35
Escoamento Subsuperficial	39
Escoamento em Meios Porosos; Infiltração	43
Escoamento em Meios Porosos; Percolação	56
Aquífero	64
Sistema do Canal	68
CAPÍTULO TERCEIRO:	
O MODELO MATEMÁTICO	93
Estrutura do Modelo	93
Potencialidade do Modelo	97
Entradas e Saídas do Modelo	100
O Programa Fortran de Computador	120

CAPÍTULO QUARTO:

APLICAÇÃO A BACIA HIDROGRÁFICA DOS RIOS TINDIBACOVANCA.	135
Considerações Gerais	135
Clima e Vegetação da Bacia Hidrográfica	136
Sistema de Drenagem da Bacia Hidrográfica	139
Resultados	140
Discussão dos Resultados	144

CAPÍTULO QUINTO:

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FINAIS	162
BIBLIOGRAFIA	164
APÊNDICE	172

ÍNDICE DAS TABELAS

	Valores de VINSTM	16
	Relação entre Transpiração e Evaporação	24
II-f1	Valores das Constantes Vegetativas da Equação de Holtan	85
III-cl	Valores da Permeabilidade para Diversos Solos	130
IV-d1	Parâmetros de Entrada	153

ÍNDICE DAS FIGURAS

I-1	Fluxograma do Stanford Watershed Model IV.	8
I-2	Fluxograma do Texas Watershed Model.	9
II-1	Fase 1: No Fim do Período Seco.	74
II-2	Fase 2: Depois do Início da Chuva.	74
II-3	Fase 3: Durante o Período Chuvoso.	75
II-4	Fase 4: No Fim do Período Chuvoso.	75
II-a1	Curvas de Intercepção Vegetal em Função do Volume e da Duração da Chuva.	77
II-a2	Variação Sazonal do Parâmetro VINSTM.	77
II-b1	Aproximação da Evaporação Instantânea pela Curva Seno.	78
II-c1	Teste das Equações do Escoamento Superficial.	79
II-d1	Três Diferentes Tipos de Área Permeável Consideradas no Modelo.	80
II-d2	Características das Depressões de Algumas Bacias.	81
II-d3	Variação da Área Contribuinte as Depressões em Função do Armazenamento DSMAX para as Várias Bacias Estudadas.	82
II-e1	Esquema de Funcionamento da Afluência ao Reservatório do Escoamento Subsuperficial.	83
II-f1	Curvas Típicas de Percolação.	84
II-f2	Três Casos de Infiltração, Segundo Rubin.	84
II-f3	Teste dos Trabalhos de Holtan para Infiltração.	85
II-g1	Dispersão na Equação de Darcy.	89
II-g2	Capilaridade Potencial em Função do Grau de Umidade.	89

II-h1	Variação Diferencial da Permeabilidade na Argila.	90
II-h2	Representação da Contribuição do Aquífero ao Canal.	90
II-i1	Influência do Sistema da Terra nas Hidrógrafas.	91
II-i2	Histograma Time-Delay.	92
II-i3	Exemplos Típicos de Triangulação do Histograma Time-Delay.	92
III-a1	Esquema dos Reservatórios do Modelo.	121
III-c1	Esquema do Funcionamento do Reservatório do Escoamento Subsuperficial.	122
III-c2	Variação da Recarga do Reservatório do Escoamento Subsuperficial.	123
III-c3	Variação da Área Permeável.	122
III-c4	Variação da Permeabilidade com o Grau de Umidade do Solo.	124
III-c5	Variação das Curvas de Infiltração.	125
III-c6	Variação das Curvas de Infiltração.	126
III-c7	Variação do Volume Efluente do Aquífero com os Parâmetros C11 e C12.	127
III-c8	Influência do Parâmetro C15 na Variação das Áreas Contribuintes para as Depressões e para o Canal.	128
IV-a1	Planta da Bacia Hidrográfica.	147
IV-b1	Isotermas do Estado da Guanabara.	149
IV-b2	Pluviosidade do Estado da Guanabara.	150
IV-d1	Curva Granulométrica do Solo Superior.	151
IV-d2	Curva Granulométrica do Solo Intermediário.	152
IV-d3	Simulação do dia 10/10/69.	156

IV-d4	Simulação do dia 11/10/69.	157
IV-d5	Simulação do dia 12/10/69.	158
IV-d6	Simulação do dia 27/10/69.	159
IV-d7	Simulação do dia 28-29/11/69.	160
IV-d8	Simulação do dia 02/12/69.	161

ÍNDICE DOS QUADROS

II-a1	Fórmulas Empíricas para o Cálculo da Intercepção Segundo Horton.	76
II-f1	Comparação entre as Equações Apresentadas e a Equação de Holtan.	86
II-g1	Permeabilidade e Capilaridade Potencial de Solos Residuais.	87
II-g2	Permeabilidade e Capilaridade Potencial de Solos Sedimentares.	88
III-c1	Variáveis Fixas.	106
III-c2	Variáveis Não Fixas.	111
III-c3	Esquema Sequencial das Entradas.	129
III-d1	Sequência de Entrada e Saída nos Diversos Reservatórios.	131,132
III-d2	Diagrama de Fluxo da Infiltração.	133
III-d3	Fluxograma Geral.	134
IV-b1	Características Climatológicas da Baixada de Jacarepaguá.	148
IV-d1	Terceira Tabela de Computador.	154
IV-d2	Quarta Tabela de Computador.	154
IV-d3	Sexta Tabela de Computador.	155
IV-d4	Quinta Tabela de Computador.	155

I INTRODUÇÃO

O advento do computador digital realmente alterou as linhas de pesquisas hidrológicas, possibilitando cálculos até então irrealizáveis. Os modelos matemáticos para simulação hidrológica aparecem como principal decorrência deste advento. Os modelos de simulação analisam cada divisão do ciclo hidrológico separadamente mediante equações aproximadas que procuram dar ao fluxo do modelo uma analogia física do fluxo da água do ciclo hidrológico na natureza.

A necessidade de resultados mais precisos levaram os hidrólogos à pesquisas teóricas e novas concepções de modelamento cujo resultado é a cada vez maior sofisticação e a necessidade de maior número de informações de entrada. Um dos primeiros modelos paramétricos foi "Stanford Watershed Model I" (SWM I) desenvolvido em 1959, que utilizava chuva e evaporação diária como entrada. Foi realmente uma grande tentativa de R. L. Linsley no Departamento de Eng. Civil da Universidade de Stanford, California, proporcionando a criação de inúmeros modelos que até hoje seguem sua concepção fundamental, que é a utilização de reservatórios para simulação das diversas partes do ciclo.

Desde então Crawford tem colaborado com Linsley na elaboração das outras versões do SWM. A última

versão, o SWM IV (Crawford, 1966), atingiu alta expressão mundial, e tem sido utilizado em diversos projetos hidráulicos. A partir de então o SWM tornou-se comercializável sob o nome HSP (Hydrocomp Simulation Program) de propriedade particular.

O SWM IV, cujo esquema de funcionamento está representado na figura I-1, opera armazenando a precipitação e transferindo-a através dos diversos reservatórios que liberam parte dessa água através da evapotranspiração, perdas do lençol e para o canal.

A transferência das águas pelos reservatórios se faz a cada quinze minutos sob a regência de equações que não serão discutidas em detalhe nesse trabalho. A cada hora é feito o routing dos volumes produzindo vazões horárias.

A bacia de contribuição é dividida em segmentos, cada um com um ou mais pontos de medição de chuva. Cada segmento é dividido em áreas impermeável e permeável. A água caindo sobre a área permeável percorre pelos diversos reservatórios para chegar ao canal enquanto que aquela sobre as áreas impermeáveis são levadas diretamente ao canal como impulso instantâneo.

Uma das dificuldades de utilização do modelo reside no fato de que diversos parâmetros de entrada apre

sentam conotação puramente matemática que retiram em parte a con-
ceituação física da simulação.

Liou, Ross e James (1970), na Univer-
sidade de Kentucky traduziram o SWM IV da linguagem Subalgol pa-
ra Fortran e introduziram algumas modificações que justificaram
a nova denominação de "Kentucky Watershed Model".

A modificação de maior vulto consiste
na auto calibração do modelo, eliminando assim a otimização heu-
rística dos parâmetros.

Devido a dificuldade de resolver ana-
liticamente as equações diferenciais parciais que qualificam o
ajuste, foi selecionado tres conjuntos de parâmetros: de reces-
são, de ciclo da terra e do escoamento no canal e ajustados se-
gundo critérios de conhecimento qualitativo do fenômeno. Para a
recessão é minimizada o somatório do quadrado das diferenças en-
tre as descargas diárias medidas e simuladas; para o ciclo de ter-
ra é minimizado a diferença entre as descargas mensais reais e
simuladas; e finalmente para o escoamento no canal é minimizado
a diferença entre a magnitude e o lag dos picos reais e simula-
dos.

Em 1971, na COPPE-UFRJ, efetuou-se a
tradução do SWM IV para Fortran e adaptou-se para computadores de

pequeno porte com 16K de memória.

Na Universidade de Ohio, Ricca (1974) desenvolveu modificações e apresentou um detalhado estudo a respeito do SWM IV.

Acompanhando os trabalhos de Linsley e Crawford o U.S. Corps of Engineers vem desenvolvendo até a presente data várias versões de um modelo denominado "Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation" (SSARR) e uma alternativa para computadores de menor porte denominado COSSAR.

O modelo SSARR, bastante empírico, dá maior ênfase ao ciclo do canal e tem sido empregado em importantes estudos, tais como, na otimização de operação em múltiplos reservatórios no Rio Columbia e na previsão de vazões do Rio Mekong (Anderson 1968), assim como na previsão de cheias do Pantanal Mato-Grossense pelo DNOS.

Trabalhando em intervalos de tempo variável, o SSARR trata o ciclo da terra mediante o fornecimento de cinco curvas por pontos. Previsto também para ser aplicado em bacias que apresentam reservatórios e efeitos de maré, o SSARR tem sido um modelo utilizado com sucesso, para as condições em que foi projetado.

O interesse em utilizar modelos paramétricos em bacias de pequeno porte, levou Claborn e Moore a modificar o modelo de Stanford para que operasse em ciclos básicos inferiores a 60 minutos, de modo a poder prever cheias em intervalos de tempo condizente com o porte a bacia hidrológica. Esse modelo foi denominado Texas Watershed Model, TWM (Claborn 1970). Assim, baseado no SWM IV, o TWM opera com o armazenamento da chuva e sua distribuição através de vários reservatórios esquematizados na figura I-2.

Devido ao interesse em utilizar os métodos de simulação nas bacias do Estado da Guanabara, os modelos anteriormente descritos e em particular o Stanford IV e Texas, foram estudados detalhadamente, e desse estudo surgiu o presente trabalho.

Inicialmente foi intenção utilizar o TWM para estudo do comportamento hidrológico dos rios da Guanabara, porém o modelo apresentado por Claborn e Moore (1970), não apresentava-se operacional. Este fato motivou uma completa análise na teoria, bibliografia e programação do modelo para torná-lo operacional.

Após essa etapa de trabalho foi possível analisar o comportamento do modelo na bacia do Rio Tindiba-Covanca, localizada na planície de Jacarepaguá, GB. A aplicação

mencionada está apresentada no Capítulo IV. Os resultados obtidos da simulação foram satisfatórios para previsão de cheias porém o modelo comportava-se mal no tocante aos resultados parciais de umidade no solo e na previsão de secas. Outro fato importante foi que os inputs desviaram-se dos valores medidos em campo, para poder representar adequadamente as vazões finais.

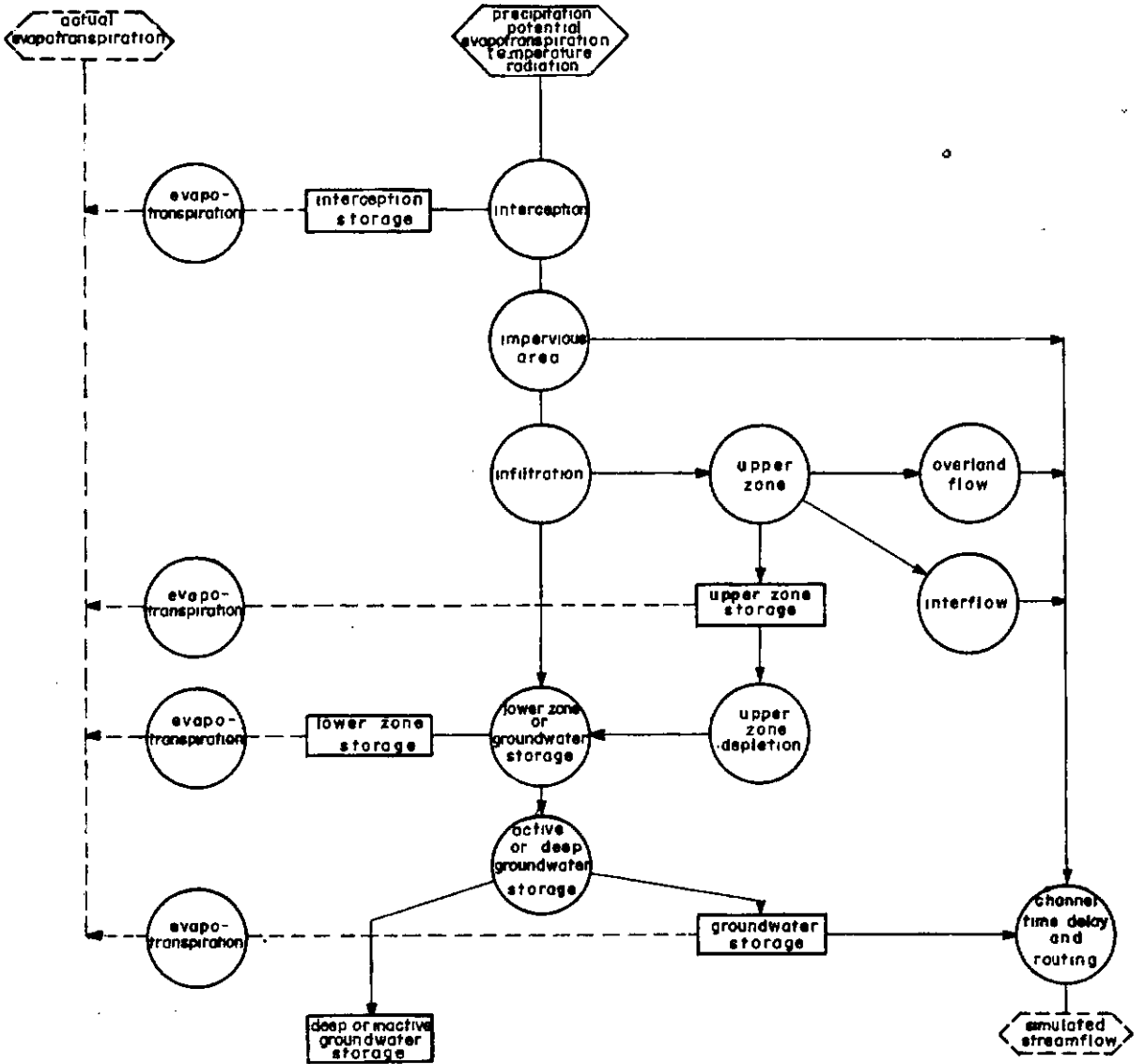
Em outras palavras, era um modelo cujos parâmetros e reservatórios do ciclo da terra não tinham forte conceituação física. Este fato motivou uma série de modificações em diferentes abordagens do modelo TWM que são apresentadas neste trabalho.

No Capítulo II, apresentamos as diversas etapas do ciclo hidrológico e comentários das equações que regem cada reservatório do modelo. Convém enfatizar que este trabalho é um método de cálculo bastante pretencioso, pois visa prever vazões a intervalos bastante curtos, fenômeno sujeito a variações naturais altamente complexas.

No Capítulo III, é mostrado o fluxo do modelo em questão, suas potencialidades, entradas, saídas e suas variáveis.

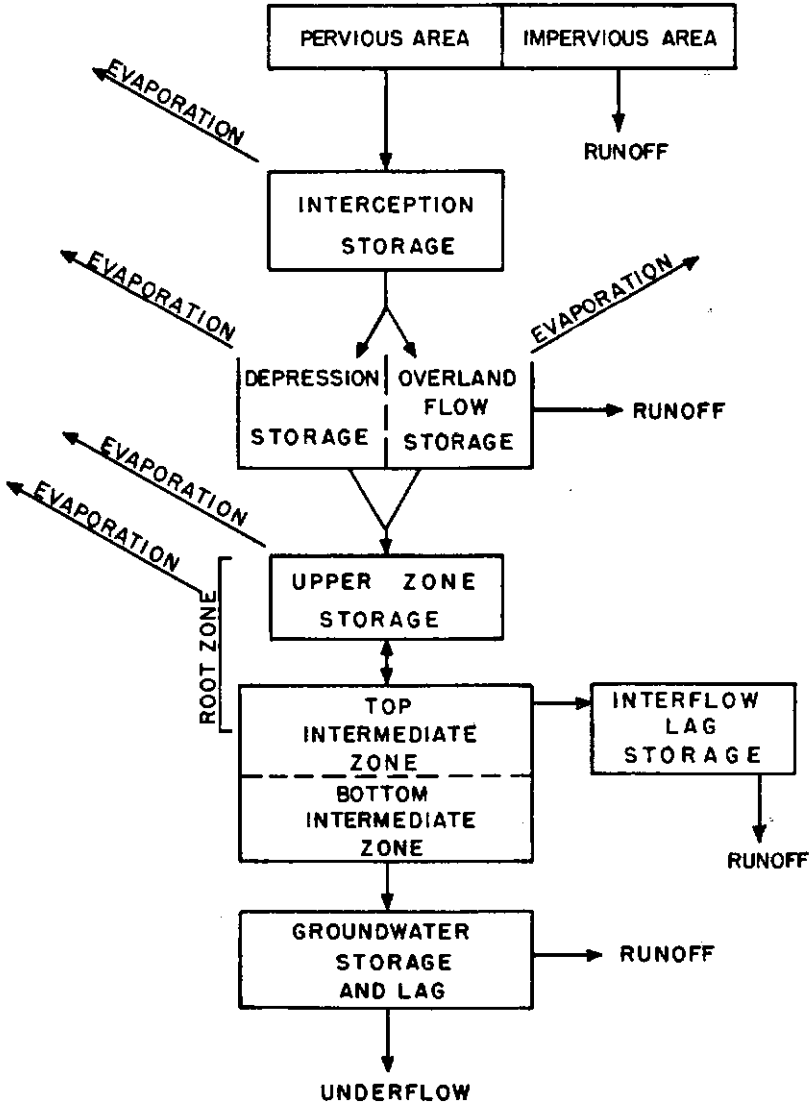
No Capítulo IV, são apresentadas as aplicações feitas para a bacia do rio Tindiba-Covanca, GB.

No capítulo V, são discutidos os resultados das aplicações e apresentadas as conclusões obtidas.



FLUXOGRAMA DO STANFORD WATERSHED MODEL IV

FIGURA I-1



FLUXOGRAMA DO TEXAS WATERSHED MODEL
 Cleburn (1970)

FIGURA I - 2

II O CICLO HIDROLÓGICO

O ciclo hidrológico é uma representação da circulação da água em seus diversos estados físicos na atmosfera e no solo. Apesar de ser um assunto exhaustivamente conhecido, apresentaremos a parte relativa ao solo de uma maneira semelhante à apresentada por Hoyt. W. G. em Meinzer (1942) e esquemático nas figuras (II-1, II-2, II-3 e II-4) pelas 4 fases a baixo descritas:

Fase 1 - No Fim do Período Sêco - (figura II-1)

Nesta fase, a única contribuição para o canal é feita pelo lençol através da zona saturada (G), enquanto que as perdas continuam por transpiração (T) e por evaporação (E). A contribuição (G) não é estável e decresce com o decorrer do tempo sêco. Há caso em que após longo período sêco cessa a contribuição do aquífero ao canal (rios intermimentos), pois a água da chuva acumulada na zona saturada não foi suficiente para vencer a sêca.

Fase 2 - Depois do Início da Chuva - (figura II-2)

Após o início da precipitação (P) a qual é dividida em quatro partes: a parcela que cai sobre o canal e sobre a parte impermeável (C), a parcela que é retida pe

los vegetais através do fenômeno da interceptação vegetal (I) e a parcela que cai sobre o solo e é retida na superfície pelas depressões através do fenômeno conhecido como reservatório das depressões superficiais (D), e a parcela de infiltração (f). A contribuição do lençol (G) permanece praticamente como no item anterior e a infiltração (f) começa a aparecer podendo controlar o escoamento superficial (O).

Devido ao aumento da umidade atmosférica as parcelas (E) e (T) tendem a anular-se.

Fase 3 - Durante o Período Chuvoso - (figura II-3)

Após algumas horas de chuva, a interceptação, as depressões e o solo estão saturados de água. A infiltração (f) torna-se mínima; o escoamento superficial (O) processa-se completamente e o lençol começa a ser reabastecido pela recarga (R). Conforme as características do perfil do solo, poderá ocorrer um escoamento subsuperficial (S) em direção ao canal.

As parcelas (E) e (T) nessa fase anulam-se completamente.

Fase 4 - No Fim do Período Chuvoso - (figura II-4)

Cessada a chuva as parcelas (E) e (T)

tornam-se grandes, enquanto (C), (D), (I) e (O) tornam-se desprezíveis. O lençol continua tendo recarga (R) e a parcela (G) começa a crescer consistindo de novo na única alimentação para o canal. Pode ainda ocorrer a parcela (f) que irá diminuindo gradativamente até anular-se completamente.

Esta esquematização embora seja uma simplificação do complexo do ciclo hidrológico é bastante esclarecedora da abordagem dada no modelo. As diversas componentes do ciclo serão tratadas em detalhe no decorrer deste capítulo com vistas a sua utilização no modelo em questão. A representação do ciclo hidrológico, procurada no modelo, é feita orientando-se pelas diversas fases mencionadas.

IIa - INTERCEPÇÃO VEGETAL

Intercepção vegetal é o fenômeno de retenção das águas da chuva nas folhas das plantas.

Consideramos a intercepção dividida em duas etapas; a primeira relativa ao volume de chuva necessária para encher todos os pequenos reservatórios das folhas, pois antes disto acontecer, a chuva não chegará ao solo; e a segunda etapa sendo relativo a conservação desse volume pela chuva e a evaporação destes reservatórios.

Um fator importante na determinação das dimensões do reservatório da interceptação vegetal (VINSTM) é o vento que balançando as folhas impede que elas se encham de água. Este fato pode ser considerado no modelamento diminuindo as dimensões do reservatório de tal maneira que este não tenha as dimensões que armazenariam a água que seria interceptada e sim as dimensões que armazenam a água que efetivamente é interceptada. O mesmo fato ocorre quando a chuva é de grande intensidade, pois o impacto das gotas que geram um fenômeno semelhante ao do vento.

Zinke (1967) citado em Porter (1971) analisando o fenômeno em árvores, arbustos e gramas constatou que o reservatório da interceptação (VINSTM) poderia ter sua altura fixada em 0.05 polegadas como valor médio para bacias urbanas.

Quando as gotas chocam-se com as folhas se subdividem aumentando consideravelmente sua área de contato com a atmosfera e favorecendo a evaporação.

É comum supor a evaporação nula durante a chuva, pois o ar estaria bastante úmido impedindo assim a evaporação. Porém as chuvas são frequentemente intermitentes e quando essa sequência de chuvas intermitentes se processa é grande o volume armazenado e por conseqüente evaporado nos in -

tervalos de chuva. Rutter (1967), citado em Porter (1971), verificou que a taxa das perdas do reservatório da interceptação deveria ser pouco superior a taxa de evaporação da superfície livre e praticamente independente das aberturas das stomatas das folhas. A evaporação será tratada com maiores detalhes no item II-b.

O vento embora diminua a dimensão do reservatório da interceptação, aumenta a taxa de evaporação o que implica em maior perda no reservatório e por conseguinte favorece que a nova água seja interceptada.

Podemos classificar a influência do vento como incrementador da interceptação quando a chuva é longa e ao contrário quando a chuva é curta.

Horton (1919) expressou o volume interceptado como sendo;

$$VI = (SI + C_v E t)(1 - e^{-KP}) \quad (II-1)$$

onde:

VI - volume interceptado,

SI - altura do reservatório da interceptação vegetal,

C_v - somatório das áreas superiores das folhas pela área projetada do vegetal,

E - taxa de evaporação,
 t - duração da chuva,
 p - altura de chuva, e
 K - constante.

Considerando os valores médios ($SI = .2$ pol, $C_v = 100$, $E = 10^{-4}$ pol/h) pode-se plotar a equação(II-1) conforme o gráfico apresentado na figura II-a1.

Faz-se necessário observar que a expressão de Horton calcula todo volume interceptado durante uma chuva, isto é, o volume inicialmente armazenado e o volume evaporado durante a chuva, porém este cálculo pode ser bastante útil para verificação do ajuste do modelo.

Horton (1919) apresentou também uma série de fórmulas empíricas (quadro II-a1) para o cálculo da interceptação primária, isto é, o volume inicialmente armazenado que fornecerá a dimensão do reservatório de interceptação em função da cobertura vegetal.

O volume do reservatório da interceptação tem uma variação sazonal razoável, conforme ilustra a figura II-a2. Assim sendo o parâmetro $VINSTM$ deverá variar mensalmente para melhor modelamento do fenômeno da interceptação. No caso de bacias puramente urbanas essa variação sazonal poderá ser desprezada.

Crawford (1966) fornece em seu trabalho a respeito do modelo SWM IV um grupo de valores que podem em nosso modelo servir com guia para avaliação do parâmetro VINSTM.

SOLO	VINSTM (pol.)
grama alta	0.10
pouca floresta	0.15
densa floresta	0.20

Tanto o SWM IV como o TWM tratam a interceptação como um único reservatório cuja área da base é idêntica a área da bacia hidrográfica.

Uma crítica a essa abordagem dada a interceptação é que quando ocorresse chuvas com intensidade menor ou igual ao volume máximo, VINSTM, toda chuva seria interceptada e evaporada sem molhar o solo. Diversos eventos se incluem nesse caso e portanto no modelo teremos um solo sob um regime irreal de molhamento.

Para simulação de secas e cheias antecedidas de período com chuva de pequena intensidade o modelo apresentaria algumas distorções. Ainda deve-se ressaltar que mesmo em chuvas mais fortes essa abordagem retardaria demasiadamente o escoamento superficial atribuindo-lhe valores iniciais dife

rentes dos esperados.

Se considerarmos que a área de atuação deste reservatório de interceptação é menor que a área da bacia, como na realidade se apresenta, podemos sanar o problema exposto, dando ao modelo em questão uma característica mais reslística.

Um parâmetro de entrada indicará a percentagem da área da bacia onde atua o reservatório. Esse parâmetro pode ser estimado de plantas aerofotogramétricas da bacia, cujo valor deve incluir a área de vegetação e a área de telhados e terraços de construções existentes.

Esta modificação introduzida é feita pelo parâmetro APLANT que representa a percentagem da área permeável em que atua a interceptação. O parâmetro APLANT como os de mais poderá sofrer variações sazonais para o caso de plantações intermitentes no ano.

II-b) EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Fase do ciclo hidrológico bastante investigada, a evapotranspiração é o fenômeno responsável pela transformação da água líquida para o estado de vapor e por conseguinte constitui uma perda hídrica da bacia, pois retira umidade desta pa

ra a atmosfera.

Os fatores meteorológicos mais influentes na evapotranspiração são, a diferença de pressão de vapor das camadas de ar, a temperatura, o vento, a pressão atmosférica e a insolação. Apesar dos conhecimentos teóricos a cerca dos fenômenos terem evoluído bastante ultimamente, sua avaliação pressupõe determinação de inúmeras variáveis, tanto atmosféricas como inerentes ao solo, cujas medições são difíceis de serem obtidas. Além disso, há perturbações sensíveis causadas pelos aparelhos normalmente utilizados, e as variações espaciais dos parâmetros intervenientes.

Muitos processos numéricos de cálculo, possíveis de se efetuar em computadores, são utilizados para avaliação da evapotranspiração, porém sua aplicabilidade fica sacrificada, em termos de modelo do tipo chuva-vazão, devido a grande quantidade de inputs necessários que em geral não são disponíveis nas bacias brasileiras, e devido ao tempo de processamento gasto em tais cálculos.

Enquanto as superfícies líquidas e os solos saturados têm sua taxa de evaporação primordialmente afetada pelas condições meteorológicas, os solos não saturados ainda exigem estudos a respeito de suas oportunidades de evaporação que são funções também da água no solo e da estrutura das

suas diversas camadas. A transpiração vegetal também influencia-
da pelas condições atmosféricas é função do tipo e das caracte-
rísticas atuais da vegetação na área da bacia hidrológica.

Vemos serem as condições meteoroló-
gicas um denominador comum no fenômeno da evapotranspiração, e
devido a isto e ainda ao fato da facilidade de obtenção e homoge-
neidade de dados, é que em geral os modelos existentes utilizam
as medições dos tanques evaporimétricos "classe-A". Os dados li-
dos de tanques evaporimétricos contém intrinsicamente as varia-
ções dos fatores meteorológicos, o que constitui a grande vanta-
gem desta abordagem. Contudo esses dados necessitam ser corrigi-
dos para poder representar a evaporação de uma superfície líqui-
da. Essa correção é feita por um multiplicador que varia com a
bacia a ser modelada e com o tempo, porém essa variação é relati-
vamente pequena e em geral situa-se no intervalo (0.65-0.90), sen-
do maior no inverno que no verão.

O SWM IV utiliza valores diários ou
quinzenais de evaporação de tanque evaporimétrico. A evaporação
atua inicialmente na interceptação (das 9:00 até as 20:00 horas)
e em seguida atua em todas as fases do ciclo hidrológico através
de parâmetros que apresentam alto grau de empirismo. Como o TWM,
ao nosso ver, trata este fenômeno de maneira mais realista, acei-
tamos sua abordagem e o modelo em questão tratará de maneira si-
milar ao TWM que abaixo descrevemos.

No modelo são utilizados dados mensais de tanques evaporimétricos que são transformados em dados diários por um polinômio de segunda ordem e finalmente em dados de evaporação instantânea mediante a utilização de uma senóide. A transformação em dados diários é feita através das equações abaixo:

$$EVPDIARIA = EVP1(MES) \cdot DIA^2 + EVP2(MES) \cdot DIA + EVP3(MES) \quad (II-2)$$

onde:

$$EVP1(MES) = \frac{EVTANQUE(MES) - 2 \cdot EVTANQUE(MES+1) + EVTANQUE(MES+2)}{1800} \quad (II-3)$$

$$EVP2(MES) = - \frac{EVTANQUE(MES) + EVTANQUE(MES+1)}{30} \quad (II-4)$$

$$EVP3(MES) = \frac{3 \cdot EVTANQUE(MES) + 6 \cdot EVTANQUE(MES+1) - EVTANQUE(MES+2)}{8} \quad (II-5)$$

EVPDIARIA - evaporação potencial diária

EVTANQUE - evaporação mensal lida no tanque

Utilizando a curva teórica tipo seno para distribuição de EVPDIARIA no dia, a qual considera a evaporação ocorrendo apenas entre 30 minutos após o nascer-do-sol e uma hora após o pôr-do-sol, e ainda com a taxa máxima ocorrendo a 3/4 deste período. O modelo foi testado por Claborn (1970) com dados do trabalho de Van Bavel (1966) que apresenta a distribuição da evaporação ao longo dos dias 25 e 29 de abril de 1961 em Tempe, Arizona U.S.A.

Como podemos observar pela figura II-b1 esta abordagem é bastante satisfatória para a finalidade do estudo em questão.

Como mencionado anteriormente a evaporação diária é transformada em evaporação horária através de u ma curva tipo seno, assim definida;

$$EVINST = E1 \text{ SEN}(0.2618(t-TH+6)) + E2 t + E3 \quad (II-5)$$

onde:

$$TH = 0.75(TE-TB) + TB \quad (II-6)$$

$$E1 = \frac{EVPDIARIA}{3.82(\cos A - \cos B) + 0.5 E2(TB-TE)(TB+TE) + E3(TB=TE)} \quad (II-7)$$

$$E2 = \frac{\text{sen } B - \text{sen } A}{TE - TB} \quad (II-8)$$

$$E3 = \frac{TE \text{ sen } A - TB \text{ sen } B}{TE - TB} \quad (II-9)$$

$$A = 0.2618(TB-TH+6) \quad (II-10)$$

$$B = 0.2618(TE-TH+6) \quad (II-11)$$

TB - tempo em que começa a evaporação, isto é, trinta minutos

após o nascer-do-sol, em horas

TE - tempo em que finda a evaporação, isto é, uma hora após o pôr-do-sol, em horas.

No modelo em questão o fenômeno da evaporação atua principalmente na interceptação vegetal à taxa potencial, pois apesar da capacidade evaporimétrica da atmosfera diminui consideravelmente no período de chuva, a taxa de evaporação da água interceptada é bastante maior que aquela lida no tanque evaporimétrico. Em seguida a evaporação atua no reservatório do escoamento superficial também à taxa potencial, para então atuar no reservatório das depressões. Nesse último, é suposto que a evaporação varia linearmente com umidade armazenada, para levar em conta a variação da área do espelho d'água com a água armazenada.

O último reservatório à evaporar é o solo superior que quando saturado é assumido fazê-lo à taxa potencial. Contudo quando o solo começa a perder água tornando-se não saturado a evaporação decresce rapidamente influenciada pelas propriedades do solo, difusividade, capilaridade potencial e condutividade da matriz do solo. Essas variações no perfil do solo governarão a taxa com que a água passa das camadas mais profundas para a superfície, onde fica disponível à evaporação. A ascensão da água das camadas mais profundas do solo para o rese

vatório superficial, será estudada no ítem II-g.

A dificuldade da água transitar pelos interstícios do solo superior do terreno, para ser liberada à atmosfera, é aproximada pela equação abaixo;

$$E = E_0 \left(\frac{UZS - UZMIN}{UZST - UZMIN} \right)^\alpha \quad (II-12)$$

E - taxa de evaporação atual do solo

E₀ - taxa de evaporação potencial do tanque

UZS - volume atual armazenado no reservatório superior

UZMIN - volume mínimo no reservatório superior

UZST - volume máximo no reservatório superior

α - parâmetro que considera a maior ou menor dificuldade da água transitar pelo solo, para superfície.

Uma experiência no Laboratório de solos da COPPE com quatro recipientes contendo argila, silt, areia fina e areia média não forneceu uma relação bem definida entre $\frac{E}{E_0}$ e $\frac{UZS - UZMIN}{UZST - UZMIN}$ conforme expressa a equação acima. Nota-se no entanto, que $\frac{E}{E_0}$ é inversamente proporcional ao diâmetro representativo dos grãos das amostras, devido a atuação das forças de capilaridade. Considerando que o solo superior tenha uma percentagem predominante de areia, foi considerado α = 1 para representar a evaporação do solo superior. Esta arbitrariedade deve-se aos resultados da experiência que não justificam uma va-

riação de α na expressão anteriormente exposta, e assim, na falta de um critério adequado nos parece mais conveniente a expressão sob sua forma mais simples de $\alpha = 1$.

Tanto no SWM IV como no TWM a evaporação cessa bruscamente ao começar a chuva. No entanto o início da chuva encontra em geral o solo e pavimentação com uma energia calorífica que provoca alta taxa de evaporação. Assim sendo o modelo em questão libera à evaporação durante os primeiros dez minutos de chuva para representar o fenômeno descrito, exceto no caso de chuvas intermitentes ao longo do dia, quando a evaporação só efetua-se nos dez primeiros minutos da primeira chuva.

Quando a vegetação existente justificar a abordagem do fenômeno da transpiração, ela é adicionada à evaporação para atuar no reservatório superficial e no reservatório intermediário superior, totalizando na profundidade designada por RTZONE, que é a profundidade do sistema radicular. A taxa de transpiração (TRAMPD) pode ser obtida por lisímetros ou por fórmulas empíricas.

Como guia para a determinação de TRAMPD, pode-se tomar como sendo 75% da evaporação corrigida de tanque evaporimétrico, ou conforme a tabela abaixo:

C	MESES
0.80	NOV, DEZ, JAN, FEV.
0.70	MAR, ABR, SET, OUT.
0.60	MAI, JUN, JUL, AGO.

Ou ainda, de modo mais preciso, pelo método de Blaney-Criddle ou Penman, que computam a evapotranspiração em função do vegetal.

O modelo TWM trabalha com dados de evaporação e transpiração mensal, contudo a distribuição no mês feita pela equação apresentada no início deste item é de certa maneira diferente da realidade e portanto análises mais detalhadas do comportamento hidrológico de uma bacia exigem rigor na distribuição da evaporação no mês. Como dados diários de evaporação são em geral disponíveis para bacias brasileiras, o modelo em ques-tão apresenta como alternativa a utilização de dados diários de evaporação potencial que é transformado em evaporação instantâ-nea pela curva seno apresentada anteriormente. Dessa maneira obtemos uma modelagem bastante real sem maiores dificuldades de operação.

O item relativo a evapotranspiração deverá ser objeto de estudos mais intensos de modo a representar de maneira mais adequada a evaporação do solo, superficial, já que nossas experiências evidenciaram uma fraca correlação entre as variáveis da equação proposta por Claborn para regência deste fenômeno.

Assim sendo, novo método para avaliar a capacidade de liberação de umidade do solo deve ser estudado, levando em conta o tempo computacional de processamento e a sensibilidade do modelo a estas variações.

II-c) ESCOAMENTO SUPERFICIAL

Muita confusão tem sido feita na terminologia a respeito do escoamento superficial. Neste estudo é utilizado a terminologia mais consagrada e usada por Chow (1964):

" - runoff pode consistir em runoff superficial e runoff subterrâneo. O runoff superficial é a parte do runoff que escoia sobre a superfície do solo e pelo canal para alcançar a extremidade da bacia hidrográfica. A parte do runoff superficial que escoia sobre o terreno é chamado overland flow (escoamento superficial)."

O escoamento superficial, primeira - mente investigado por Horton(1938) através de fórmulas empíricas, tem sido objeto de muitos estudos até a presente data, e constitui um importante ítem de um modelo tipo chuva-vazão, muito principalmente em se tratando de modelo para bacias urbanas ou semi-urbanizadas. O fenômeno em questão está demasiadamente interligado com o fenômeno da infiltração. Áreas onde a taxa de infiltração é baixa ocorre mais facilmente o escoamento superficial, porém durante o processamento deste escoamento as águas acumuladas sobre a superfície do terreno ficam disponíveis para infiltrar - se. Baixas declividades restringindo a velocidade do escoamento sobre o solo, permitem maior oportunidade de infiltração diminuindo por conseguinte o volume do reservatório do escoamento su

perifical. Como podemos observar, muitos são os fatores interve-
nientes e devido a isto tem havido grandes dificuldades em equa-
cioná-los convenientemente. Vários processos e fórmulas foram de-
senvolvidas para modelar o funcionamento deste reservatório, po-
rém devido a sua importância foi necessário utilizar um método
mais sofisticado para ter-se uma resposta compatível com a preci-
são do modelo.

Uma abordagem recomendada seria a si-
mulação do escoamento superficial não permanente utilizando e-
quações de continuidade e momento, resolvidas pelo processo de di-
ferenças finitas. No entanto isto demandaria largos tempos de
processamento, assim, procurou-se processos de maior rapidez com-
putacional que mantivesse uma precisão de cálculo satisfatório.

Crawford (1966) aproveitou os traba-
lhos desenvolvidos por Izzard (1944 e 1946), para equacionar o
funcionamento do reservatório do escoamento superficial, que a-
presentamos a seguir.

Como o movimento das águas superfi-
ciais pode ser considerado um escoamento bidimensional, a equa-
ção de continuidade para escoamentos bidimensionais permite escre-
ver;

$$\frac{\partial q}{\partial x} = \eta - \frac{\partial y}{\partial t} \quad (II-13)$$

onde:

- q - vazão específica em (ft³/seg./ft),
 η - taxa de suprimento em (ft³/seg./ft²), e
 y - profundidade do escoamento em (ft)

Podemos observar que na condição de equilíbrio $\frac{\partial y}{\partial t} = 0$ e então pela equação (II-13) teremos:

$$q = \eta x \quad (\text{II-14})$$

Wolf (1958), citado em Crawford (1966), apresenta em seus trabalhos as justificativas para escrever que antes de atingir o equilíbrio, teremos para qualquer x ;

$$y = \eta t \quad (\text{II-15})$$

Portanto;

$$y = \frac{t}{t_e} y_e \quad (\text{II-16})$$

onde:

- t_e - tempo a partir do início da chuva até atingir os equilíbrios em (min.), e
 y_e - profundidade do escoamento no equilíbrio em (ft)

Considerando a descarga como função da profundidade, podemos escrever que:

$$q = \alpha y^\beta \quad (\text{II-17})$$

ou;

$$q = \alpha (t/t_e * y_e)^\beta \quad (\text{II-18})$$

Primeira conclusão parcial:

$$q = \eta x$$

$$q = \alpha (t/t_e * y_e)^\beta$$

O volume armazenado até o equilíbrio ser atingido, será dado por:

$$D_e = \int_0^L y \, dx \quad (\text{II-19})$$

onde:

D_e - volume de equilíbrio armazenado na superfície do solo, em (ft³/ft), e

L - comprimento do escoamento superficial em (ft)

Utilizando a equação (II-17), podemos escrever a equação (II-19) como sendo:

$$D_e = \int_0^L (q/\alpha)^{(1/\beta)} \, dx \quad (\text{II-20})$$

Utilizando a equação (II-14), podemos escrever a equação (II-20) como sendo;

$$D_e = \int_0^L (\eta x/\alpha)^{(1/\beta)} dx \quad (\text{II-21})$$

portanto;

$$D_e = (\eta^{(1/\beta)} / \alpha^{(1/\beta)}) * (\beta L^{(1+1/\beta)} / (\beta+1)) \quad (\text{II-22})$$

Considerando o runoff total até o equilíbrio como sendo uma fração γ do suprimento neste período, podemos escrever;

$$R_t = \int_0^{t_e} q dt = \gamma t_e \eta L \quad (\text{II-23})$$

onde:

R_t - runoff total

Utilizando a equação (II-18), podemos escrever a equação (II-23) como sendo;

$$R_t = \gamma t_e \eta L = \int_0^{t_e} \alpha (t/t_e * y_e)^\beta dt \quad (\text{II-24})$$

portanto;

$$\gamma t_e \eta L = \alpha y_e^\beta t_e / (\beta + 1) \quad (\text{II-25})$$

Utilizando a equação (II-14) e (II-17), podemos escrever a equa-

ção (II-25), como sendo;

$$\gamma t_e \eta L = t_e \eta L / (\beta + 1) \quad (\text{II-26})$$

portanto:

$$\gamma = 1 / (\beta + 1) \quad (\text{II-27})$$

Segunda conclusão parcial:

$$D_e = \left(\eta^{(1/\beta)} / \alpha^{(1/\beta)} \right) * \left(\beta L^{(1 + 1/\beta)} / (\beta + 1) \right)$$

$$\gamma = 1 / (\beta + 1)$$

Pela equação de continuidade, pode -

mos escrever;

$$t_e \eta L = D_e + \gamma t_e \eta L \quad (\text{II-28})$$

Considerando o suprimento como sendo uma chuva uniformemente distribuída na bacia, podemos escrever a equação (II-28) como sendo;

$$t_e IL = D_e + \gamma t_e IL \quad (\text{II-29})$$

onde:

I - volume precipitado uniformemente na bacia em ($\text{ft}^3 / \text{seg.}/\text{ft}^2$) portanto;

$$t_e = D_e / (IL (1 - \gamma)) \quad (\text{II-30})$$

Utilizando a equação (II-22), podemos escrever a equação (II-30) como sendo;

$$t_e = (I^{(1/\beta)} / \alpha^{(1/\beta)}) * (\beta L^{(1+1/\beta)}) / ((\beta+1)/(IL(1-\gamma))) \quad (\text{II-31})$$

portanto;

$$t_e = I^{(1/\beta + 1)} L^{(1/\beta)} / \alpha^{(1/\beta)} \quad (\text{II-32})$$

Crawford e Linsley desenvolveram uma relação empírica para relacionar a profundidade do escoamento e o armazenamento superficial para reproduzir hidrógrafas experimentais. A relação mais satisfatória foi dada por:

$$y = D/L (1 + 0.6 (D/D_e)^3) \quad (\text{II-33})$$

onde:

D - volume armazenado na superfície do solo, em (ft^3/ft)

Terceira conclusão parcial:

$$t_e = I \frac{(1/\beta - 1) L (1/\beta)}{\alpha (1/\beta)}$$

$$y = D/L (1 + 0.6 (D/D_e)^3)$$

Escrevendo a equação de Manning como sendo;

$$q = 1.486/n y^{5/3} S^{1/2} \quad (\text{II-34})$$

onde:

n - constante de Manning, e

S - declividade do escoamento superficial

Comparando a equação (II-17) e (II-34), podemos avaliar os valores de α e β como sendo:

$$\alpha = 1.486/n S^{1/2}$$

$$\beta = 5/3$$

Se tomarmos o suprimento em polegadas por hora e os valores de

α e β calculados podemos escrever as equações (II-22), (II-27) e (II-32) como sendo, respectivamente;

$$\gamma = 3/8$$

$$D_e = 0.000818 \cdot i^{3/5} \cdot n^{3/5} \cdot L^{8/5} / S^{3/10} \quad (\text{II-35})$$

$$t_e = 0.94 \cdot L^{3/5} \cdot n^{3/5} / (i^{2/5} \cdot S^{3/10}) \quad (\text{II-36})$$

onde:

i - intensidade da chuva na bacia em (pol/hora)

Substituindo a equação (II-33) na equação (II-34), obtemos;

$$q = 64200 \cdot S^{1/2} \cdot (D/L)^{5/3} \cdot (1+0.6(D/D_e)^3)^{5/3} / (nL) \quad (\text{II-37})$$

Conclusão final:

$$D_e = 0.000818 \cdot i^{3/5} \cdot n^{3/5} \cdot L^{8/5} / S^{7/10}$$

$$t_e = 0.94 \cdot L^{3/5} \cdot n^{3/5} / (i^{2/5} \cdot S^{3/10})$$

$$q = 64200 \cdot S^{1/2} \cdot (D/L)^{5/3} \cdot (1+0.6(D/D_e)^3)^{5/3} / (nL)$$

Devemos observar que os universos de y e D/D_e são:

$$y = \{D/L; 1.6 D_e/L\}$$

$$D/D_e = \{0; 1\}$$

Podemos considerar o ítem relativo ao

reservatório do escoamento superficial como bem modelado pois as verificações feitas por Crawford (1966) mostram uma relativa coincidência com os valores observados e com os trabalhos de Morga li (1963) e Schaake. (1965) que utilizam o método das diferenças finitas, conforme as figuras II-cl.

Assim sendo foi mantida a abordagem do SWM IV no modelo em questão, utilizando-a também para o escoamento superficial devido as depressões, conforme a abordagem do TWM.

II-d) DEPRESSÕES SUPERFICIAIS

A superfície do solo de uma bacia apresenta 3 tipos de área permeável conforme a figura II-d 1.

Estas áreas caracterizadas pela topografia local são diferenciadas no modelo para prever um volume armazenado na superfície do terreno do protótipo, que fica exposto a evaporação potencial e a infiltração. Toda área baixa sem fuga formará uma depressão superficial cuja dimensão pode ser de poucos centímetros cúbicos.

A área "A" da figura provoca um escoamento superficial para o canal enquanto que a área "B" provoca escoamento para a depressão, isto é, para área "C". É impor -

tante observar que caso tenhamos no protótipo pequenas obras para retardar o escoamento superficial elas poderão ser tratadas como depressões que só permitem escoamento superficial após se encherem totalmente (lagos, obras de defesa de encostas, etc).

Todas as depressões são consideradas como um único reservatório (reservatório das depressões superficiais), cujo volume é a soma dos volumes de cada depressão. Este fato aparentemente irrelevante apresenta sérios inconvenientes. No protótipo quando uma pequena depressão se enche toda área que contribuía à ela passará a contribuir para o canal como escoamento superficial, e assim por diante até que, quando todas depressões se encherem todo o escoamento superficial irá diretamente para o canal.

No modelo todos esses pequenos reservatórios somam-se a um único e portanto para modelar o fenômeno descrito acima é suposto uma diminuição da área tipo "B" e um conseqüente incremento na área tipo "A". Essa variação das áreas acima explanada é função da quantidade de água armazenada, da capacidade máxima da depressão, e do protótipo.

Claborn (1966) estudou vários tipos com depressões bastantes diferentes, e apresentamos algumas delas na figura II-d2. As bacias tipos a e b apresentam a maior parte de suas depressões com pequenas profundidades enquanto que

as bacias c e d apresentam suas depressões em geral com grandes profundidades.

Mediante uma análise dessas bacias constatou Claborn que uma função exponencial com vértice na origem era bastante representativa do fenômeno, conforme a figura II-d3.

O SWM IV não trata as depressões especificamente englobando-as no reservatório do solo, enquanto que o TWM aborda esse acúmulo pela equação;

$$X = \left(\frac{DS}{DSMAX} \right)^{0.5} \quad (II-38)$$

Considerando que a abordagem dada por Claborn conduziu a valores satisfatórios, foi conservada sua abordagem, porém com a inclusão do parâmetro C15 que visa a modelar bacias com lagos ou lagoas de maneira mais adequada. Assim sendo foi utilizado no modelo em questão a equação;

$$X = C15 \left(\frac{DS}{DSMAX} \right)^{0.5} \quad (II-39)$$

A figura II-d3 evidencia a necessidade de utilização deste parâmetro, que para bacia tipo d estudada por Claborn foi avaliada por nós em 1.62.

Assim como o TWM, o modelo em questão supõe que;

$$\frac{\text{volume armazenado}}{\text{volume máximo}} = \frac{\text{area superficial}}{\text{area sup. máxima}}$$

A dimensão do reservatório das depressões é difícil de estimar, porém quando a bacia não apresenta interceptação vegetal (totalmente urbanizada) pode-se apreciar essa dimensão com a ocorrência de chuvas abruptas e de intensidade maior que a taxa de infiltração do terreno, distribuídas uniformemente sobre a bacia. O período decorrido desde o início do excesso de chuva até o começo do escoamento superficial total é o intervalo de tempo que a chuva necessita para encher as depressões do solo. Conhecido este tempo t e a intensidade da chuva pode-se estimar o volume DSMAX.

Outra orientação para cálculo de DSMAX foi fornecida por experiências efetuadas por Horton. Estas experiências indicam que para áreas nuas, a profundidade média do reservatório das depressões varia geralmente entre 1/8 até 3/4 polegadas e para áreas agrícolas de 1/2 até 3/2 polegadas. Dentro destas faixas indicadas por Horton um dos fatores que comandam o DSMAX é a granulometria do solo superficial. Quanto mais fino o solo menor deverá ser o DSMAX. Porém mais importante que a granulometria é obviamente a topografia local.

II-e) ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL

A água infiltrando pela superfície do solo pode encontrar um estrato pouco permeável e mover-se lateralmente junto a superfície até retornar a esta e escoar como escoamento superficial ou de novo tornar a infiltrar-se. Este fenômeno é designado como escoamento subsuperficial. Este escoamento que está interligado com o escoamento superficial e a zona superficial do terreno é ainda bastante desconhecido e frequentemente desprezado em análises hidrológicas. Até a presente data não foi equacionado de modo satisfatório encontrando-se somente raríssimas abordagens grosseiras.

O escoamento subsuperficial fica condicionado à existência de uma camada ligeiramente impermeável à alguns centímetros da superfície do solo e processa-se de maneira intermitente ora tornando-se superficial ora subsuperficial. Sua atuação na hidrógrafa é de retardamento pois escoar mais lentamente que o escoamento superficial e mais rapidamente que o escoamento base.

O SWM IV trata o escoamento subsuperficial utilizando uma curva, caracterizada pelos parâmetros c e b, que avaliam o volume que entra no processo. O volume que deixa o processo é função do parâmetro IRC que expressa a recessão do escoamento subsuperficial como função das descargas atuais e

de 24 horas antes. A abordagem do SWM IV para o escoamento sub superficial está interligada com a infiltração e embora o TWM trã te esse fenômeno também sem forte conceituação física, decidiu-se manter uma abordagem similar do TWM, já que o SWM além de também não ter conceituação física apresentava a dificuldade de estar in terligada com a infiltração, cuja abordagem não consideramos de-sejável.

As equações embora sejam semelhantes as equações do TWM, o processo ficou bastante influenciado porque os reservatórios do solo foram inteiramente modificados. As equações utilizadas serão abaixo descritas. porém a parte relati va aos reservatórios do solo serão esclarecidas no item II-g.

Considerando o reservatório do escoamento subsuperficial como conectado com o reservatório do solo intermediário superior, o volume de água infiltrada que entra no processo subsuperficial no intervalo de tempo Δt , (VSS), é determi nado por;

$$VSS = a (AS - b AT) \Delta t \quad (II-40)$$

onde:

AS - é o volume de água retido na parte superior da zona intermediária (TIZ),

AT - é o volume máximo de água retido na zona intermediária superior,

"a"- é um parâmetro que determina a quantidade de água disponível que efetivamente vai ao reservatório do escoamento subsuperficial, e

"b"- é um parâmetro tal que limita a existência do escoamento superficial, isto é, quando $AS/AT \leq b$ significa que o escoamento subsuperficial será nulo. (Veja figura II-el).

O TWM denominava AT como sendo a soma dos volumes máximos do TIZ e BIZ. O modelo em questão impede a possibilidade de ocorrência da entrada de água no reservatório do escoamento subsuperficial para umidades menores que 0.5 no reservatório do solo superior.

Como esse escoamento retarda os elementos da hidrógrafa teve-se necessidade de equacionar este retardo, e o modelo TWM o faz através da equação;

$$X = (c AI + d) \Delta t \quad (\text{II-41})$$

onde:

AI - é volume de água retida no reservatório do escoamento subsuperficial.

X - é o volume de água que sai do reservatório do escoamento

mento subsuperficial para o canal no período Δt .
 c, d - constantes.

Como o processo em questão é ainda não bem conhecido pelos pesquisadores e abordado sem conceituação física, nos parece mais adequado tratá-lo como tal e assim sendo equacioná-lo de maneira simples, pois qualquer sofisticação nesse fenômeno não apresentará apoio teórico consistente. Assim sendo passamos a considerá-lo um sistema linear com a vantagem de um ajuste mais fácil.

Considerando o sistema como linear

temos que;

$$X = c AI \Delta t \quad (\text{II-42})$$

onde:

X - é o volume que sai do reservatório do escoamento subsuperficial para o canal no período Δt ,
 c - constante de recessão volumétrica do sistema
 AI - é o volume de água retida no reservatório subsuperficial.

Este modelamento do protótipo é carente de conceituação física e portanto constitui assunto a ser remodelado quando maiores estudos se fizerem, permitindo assim

equacionar o processo de maneira mais correta. Cabe salientar que grande parte da bibliografia existente não aborda sequer o fenômeno descrito nesse item.

II-f) ESCOAMENTO EM MEIOS POROSOS - INFILTRAÇÃO

Entendemos por infiltração a penetração da água na superfície do solo, isto é, somente a passagem pela interface atmosfera - solo.

Sem dúvida o item relativo a infiltração da água através da superfície do solo é o item "chave" de um modelo precipitação-vazão, pois separa as águas subterrâneas das superficiais. Portanto a infiltração requer um estudo detalhado e maiores atenções em futuras investigações.

Neste item analisaremos o fenômeno da infiltração e o movimento das águas em solos não saturados. No Brasil encontram-se bacias em que alto percentual da chuva anual é infiltrada e chega ao canal depois de percorrer a matriz do solo. Isto evidencia a importância do modelamento da função que rege a entrada de água no solo, e inúmeros pesquisadores tem procurado contribuir nesse sentido.

A infiltração deve ser modelada por equações cujos parâmetros tenham forte significado físico, pos-

síveis de serem medidos, e ainda deve ser uma equação suficientemente flexível para abranger as várias condições de solo e chuva.

A infiltração em todos os modelos é normalmente representada por relações empíricas que necessitam a juste dos parâmetros utilizados. Mein (1971) cita que Huggins e Monke (1966) observaram que a forma da hidrógrafa resultante era primordialmente afetada pelos valores dos parâmetros da equação de infiltração por eles utilizada (equação de Holtan).

A infiltração é um processo bastante complexo que envolve uma quantidade muito grande de fatores tanto do solo quanto da parte líquida. Neste estudo é considerado um solo de perfil homogêneo sujeito a uma chuva uniformemente distribuída em toda sua superfície, de tal maneira que se pode admitir a infiltração como sendo um fenômeno unidimensional.

Assim sendo, os fatores intervenientes no fenômeno podem ser com algumas simplificações, resumidos no tipo do solo e na unidade contida no horizonte superior do terreno. A umidade armazenada condicionará a permeabilidade e a capilaridade potencial como é mostrado na figura II-fl.

Nota-se uma histerese na curva da capilaridade potencial versus umidade, que será abandonada neste estudo devido a dificuldade em modelá-la. Ibrahim e Brutsaert

(1968) estudaram a infiltração intermitente em solos com histere se.

Uma vez que a infiltração é altamente dependente da intensidade da chuva, Rubin (1966) estudou a infiltração sob três diferentes aspectos, que descrevemos abaixo, e ilustramos na figura II-f2. Sendo i a intensidade da chuva, K_s a permeabilidade de saturação e f_c a capacidade de infiltração, podemos ter:

Caso A: Infiltração Controlada pela Intensidade de Chuva ($i < K_s$)

Quando a chuva começa a cair, a capacidade da infiltração pode ser mais alta que a intensidade da chuva, porém esta última menor que a permeabilidade saturada. Assim sendo nunca haverá escoamento superficial e toda chuva precipitada irá infiltrar-se independentemente de sua duração. A única consequência de tal evento que interessa ao hidrologista é a alteração da unidade armazenada no solo.

Caso B: Infiltração Controlada pela Capacidade de Infiltração ($K_s < i < f_c$).

Quando a chuva começa a cair a capacidade de infiltração pode ser maior que a intensidade de chuva. Se esta última for maior que a permeabilidade saturada do solo,

mais e mais água vai entrando no solo. A altura da zona úmida torna-se grande e reduz a capacidade de infiltração até que esta se iguala a intensidade da chuva; momento que a superfície do solo fica saturada. Obviamente o período de tempo necessário para saturar a superfície é dependente da umidade armazenada e das intensidades da precipitação, quanto maior for i , menor será t_s .

O caso B, em estudo, é importante pois ele determina o ponto em que o escoamento superficial irá começar, representado na figura pelo ponto P.

Caso C: Infiltração Controlada pela Permeabilidade do Solo ($i > f_c$)

Quando a chuva se processa com uma intensidade maior que a capacidade de infiltração ocorre o escoamento superficial. No caso B, vimos que " f_c " diminui enquanto a profundidade da frente úmida cresce. O caso C passa a ocorrer a partir da igualdade " $f_c = i$ " (ponto P), abrangendo toda a variação de " f_c " que teoricamente atingirá o valor de " K_s " após um tempo infinito.

Para modelar a infiltração, muitos pesquisadores tem desenvolvido expressões que em geral consideram o fenômeno de decaimento exponencialmente. Entre eles, podemos mencionar os seguintes:

Kostyakov (1932)

$$VF = A t^B \quad (\text{II-43})$$

onde:

VF - volume infiltrado,

A, B - constantes ($0 < B < 1$), e

t - tempo desde início da chuva

Essa equação apresenta dois parâmetros de difícil ajuste e sem significado físico, mas sua simplicidade tem feito que seja utilizada em alguns estudos. Uma grande deficiência está no fato de abranger somente o caso C de Rubin.

Horton (1940)

$$f_c = K_s + (f_{c0} - K_s) e^{-Bt} \quad (\text{II-44})$$

onde:

f_c - capacidade de infiltração no tempo t,

f_{c0} - capacidade de infiltração inicial,

K_s - permeabilidade da saturação, e

B - constante dependente do solo e da umidade inicial.

A existência de dois parâmetros que

necessitam ajuste (f_c e B) tornam a equação de Horton também inadequada para um modelo, principalmente pela dificuldade de estabelecerlos. Esta equação tem sido largamente empregada e conduz a resultados bem satisfatórios. A grande deficiência desta a bordagem é a não representativa do caso B.

Lumb (1962), utilizou a equação;

$$f_c = n (S_f - S_0)(D/A t)^{0.5} + K \quad (\text{II-45})$$

onde:

n - porosidade do solo,

S_f, S_0 - grau de saturação final e inicial,

$D = K \frac{\partial \psi}{\partial \theta}$ - difusividade,

K - permeabilidade em função do grau de saturação, e

A - constante.

Green e Ampt (1911)

$$f_c = K_s (L + \psi)/L \quad (\text{II-46})$$

onde:

L - profundidade da frente úmida,

ψ - capilaridade potencial,

θ_s, θ_i - umidades de saturação e inicial.

Podemos exprimir a equação (II-46) em termos de volume infiltrado, empregando a equação de continuidade;

$$(\theta_s - \theta_i) L = VF \quad (\text{II-47})$$

Substituindo o valor de L na expressão de f_c , obtemos;

$$f_c = \frac{dVF}{dt} = K_s \left(1 + \frac{\psi(\theta_s - \theta_i)}{VF} \right) \quad (\text{II-48})$$

Integrando com $VF = 0$ para $t = 0$, obtemos;

$$VF = K_s t + \psi(\theta_s - \theta_i) \log_e (1 + L/\psi) \quad (\text{II-49})$$

A equação (II-49) de Greem e Ampt assume; um avanço bem definido da frente úmida, que o solo já molhado tenha uma umidade uniforme e que a permeabilidade seja constante. Apesar de todos os parâmetros serem grandezas físicas, é necessário o conhecimento da variação da capilaridade potencial com a umidade, o que restringe sua aplicabilidade, pelo menos em termos de modelos paramétricos chuva-vazão para o Brasil. Note-se que a equação de Greem e Ampt não representa adequadamente o caso B anteriormente exposto.

Teste de laboratório feitos por Childs e Bybordi (1969) mostram ótimos resultados com a utilização desta equação.

Outros autores apresentam equações similares usando a equação de Darcy.

Philip (1957)

$$VF = A t^{0.5} + B t \quad (\text{II-50})$$

onde:

A, B - são constantes dependentes do solo e da umidade inicial.

Esta equação é parte de uma série infinita que é uma solução aproximada para a equação de Darcy e a equação de continuidade. Bastante usada nos trabalhos de irrigação, a equação de Philip também apresenta o inconveniente de não satisfazer o caso B.

Esta solução proposta por Philip apresenta dois parâmetros de difícil determinação e segundo Mein (1971) foi testada juntamente com a equação (II-49) de Gren-Ampt por Whisler e Bouwer (1970) que concluíram que além da maior facilidade da aplicação, a equação de Green-Ampt apresentou melho

res resultados.

Richards

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial y} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial y} \right) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial y} \quad (\text{II-51})$$

Esta equação é a equação de Darcy combinada com a equação da continuidade e é esta equação diferencial que gerou a solução (II-50) proposta por Philip. Mein (1971) cita que Whisler e Bouwer testaram também esta equação e obtiveram resultados excelentes. Cabe ressaltar que a dificuldade em determinar as curvas $K(\theta)$ e $\psi(\theta)$ constitui o maior obstáculo para o uso da equação de Richards.

Mais adiante utilizaremos essas duas curvas para obter uma expressão de importância limitada e portanto são feitas aproximações para facilitar a determinação de $K(\theta)$ e $\psi(\theta)$. Estas aproximações podem no entanto conduzir a erros mais sensíveis se utilizados na equação de Richards para infiltração.

Holtan (1961)

$$f_c = a F^{1.387} + f_{cf} \quad (\text{II-52})$$

onde:

F - porosidade "disponível", para solos com vegetação,
 f_{cf} - capacidade de infiltração final, isto é, quando esta se torna praticamente constante, e
 a - constante de infiltração.

Muitas equações apresentam a desvantagem de necessitar da determinação da capacidade de infiltração inicial que se mal determinada conduz a falsos resultados principalmente para períodos de tempo mais longos. A equação de Holtan traduz " f_c " como função das características do solo, da cobertura vegetal e também do volume de água armazenado, que indiretamente contém o fator tempo.

A porosidade "disponível", isto é, a diferença entre a porosidade total e a água já armazenada no horizonte superior do solo, é uma função do sistema radicular da cobertura vegetal. Assim podemos supor $F = bF_p$, onde F_p é a porosidade "disponível" para o solo sem vegetação e " b " é a constante vegetativa que altera o fenômeno. Holtan verificou que a constante " a " pode ser fixada como 0.62 e então escrevemos a equação (II-52) como;

$$f_c = 0.62 b F_p^{1.387} + f_{cf} \quad (\text{II-53})$$

onde:

b - constante vegetativa, apresentada na tabela II-f1,

F_p - porosidade "disponível" para solos sem vegetação.

Considerando que a capacidade de infiltração tende rapidamente a K_s , a equação (II-53) torna-se;

$$f_c = 0.62 b F_p^{1.387} + K_s \quad (\text{II-54})$$

O efeito da vegetação na taxa de infiltração é difícil de ser determinado quantitativamente, porém a vegetação aumenta a taxa de infiltração, pois;

- a) retarda a água junto a superfície do terreno, aumentando o tempo de exposição a infiltração;
- b) o sistema radicular favorece a entrada da água no solo; e
- c) impede o impacto da chuva no solo que forma uma fina camada mais impermeável.

Segundo Overton (1964), Holtan analisando inúmeros dados achou forte relação entre " f_c " e " F " que foi equacionando para condições bastante reais e obtendo bons resultados, figura II-f3.

Overton, substituindo o expoente ... 1.387 por outros valores e combinando com a equação de continuidade chegou a uma série de fórmulas que ele compara com algumas

das fórmulas anteriormente citadas, (Ver quadro II-fl) e apresenta a equação de Holtan como uma das mais aceitáveis dentre as soluções analíticas apresentadas.

Obviamente um modelamento simples para o fenômeno de infiltração em solos sob condições naturais que obtenha resultados precisos é praticamente impossível. Pode-se esperar somente que obtenha-se resultados mais ou menos satisfatórios em função das premissas feitas. O presente estudo tem as premissas de uma intensidade de chuva constante com o tempo, solos com perfil uniforme e que não produzem histerese nas curvas de $K(\theta)$ e $\psi(\theta)$. É desprezado ainda o efeito da erosão provocado pelas gotas de chuva no solo e a resistência à infiltração devido a quantidade de ar nos interstícios do solo seco.

Apesar das simplificações e erros inerentes a própria equação de Holtan, esta apresenta bons resultados para os casos B e C de infiltração proposto por Rubin. No modelamento deste fenômeno é previsto a infiltração de toda chuva, isto é, o caso B.

Mein (1971) apresenta uma metodologia nova para estudar os dois casos de infiltração separadamente, porém uma dificuldade é a determinação da capilaridade potencial que necessitaria ensaios de laboratórios sofisticados para uma determinação com um grau de precisão que justificasse a aplicação

de suas equações.

O SWM IV trata a infiltração através de curvas e sua abordagem apresenta grande deficiências de conceituação física. Nos parece mais realista aproveitar uma equação, mesmo que empírica para modelar a infiltração. Pelo exposto anteriormente, podemos notar a validade da equação de Holtan e como o TWM utiliza essa expressão o modelo em questão utilizará a mesma abordagem dada por Claborn (1970).

A fim de melhor compreensão do modelamento apresentamos no capítulo III o diagrama de fluxo da parte de infiltração.

Um auxílio para o ajuste e considerações acerca da infiltração pode provir de métodos gráficos clássicos de hidrologia que comparam as chuvas com as hidrógrafas.

Qualquer estudo mais profundo sobre a infiltração através da superfície do solo, deverá ser encarado pelos que trabalham com modelos paramétricos como grande contribuição, dado a importância do fenômeno na forma da hidrógrafa resultante. Assim, consideramos este item ainda uma área para inúmeras contribuições futuras.

II-g) ESCOAMENTO EM MEIOS POROSOS - PERCOLAÇÃO

Entendemos por percolação o movimento da água no solo, depois da passagem pela interface atmosfera-solo, isto é, depois da infiltração.

A maioria dos processos solo-água são tidos com escoamentos em meios porosos não saturados. Esses escoamentos são geralmente complexo e difícil de ser descritos quantitativamente embora qualitativamente muitos dos fatores intervenientes sejam conhecidos. As trocas de umidade no solo envolvem complexas relações entre capilaridade potencial e condutividade, e a resolução desses problemas exigem métodos teóricos rigorosos que tem sido tópico de inúmeros trabalhos nos últimos anos.

Em 1856, Darcy verificou a lei de Poiseville (1846) em filtros de areia e equacionou o movimento das águas em meios porosos saturados. Quanto ao intervalo de validade dentro do qual a equação de Darcy é aplicável, podemos esperar que sendo o fluxo laminar, pela lei de Poiseville, nenhuma restrição se faça a sua equação. Porém para velocidades bastante reduzidas pode ocorrer desvios produzidos por forças de adsorção, assim como para altas velocidades e fluxo pode tornar-se turbulento e sair do intervalo de aplicabilidade da lei de Darcy, conforme ilustra a figura II-gl.

Essas ocorrências não são comuns principalmente em termos de solos de bacias hidrográficas e portanto não serão considerados neste estudo.

Richards (1931), utilizando a equação de continuidade estendeu a lei de Darcy para escoamentos em meios porosos não saturados, fazendo a permeabilidade como função da umidade do solo. Essa equação foi discutida no item II-f relativo a infiltração, e será usada como equação fundamental neste item.

Considerando fluxo tridimensional em solo homogêneo não saturado isotrópico, podemos escrever a equação de Darcy modificada por Richards como sendo;

$$v = k(\theta) \frac{\partial H}{\partial x} + k(\theta) \frac{\partial H}{\partial y} + k(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \quad (\text{II-55})$$

onde:

v - velocidade de percolação,

k - permeabilidade,

θ - umidade atual do solo, e

H - potencial hidráulico.

Considerando o fluxo como sendo unidimensional e vertical, isto é na direção y , a equação (II-55) reduz-se a;

$$v = k(\theta) \frac{\partial H}{\partial y} \quad (\text{II-56})$$

Tomando o potencial hidráulico total como sendo a soma da componente de capilaridade potencial, da componente gravitacional e de outras componentes que serão desprezadas, reescrevemos a equação (II-56) como;

$$v = k(\theta) \frac{\partial}{\partial y} (\psi(\theta) + y) \quad (\text{II-57})$$

ou,

$$v = k(\theta) \left(\frac{\partial \psi(\theta)}{\partial y} + 1 \right) \quad (\text{II-58})$$

Pela equação da continuidade aplicada a um volume elementar de solo obtemos;

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial v}{\partial y} \quad (\text{II-59})$$

Fazendo analogia a difusão de calor, podemos exprimir a difusividade da água no solo, Childs e Collis George (1950), por;

$$D(\theta) = k(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial \theta} \quad (\text{II-60})$$

Introduzindo as equações (II-59) e (II-60) na equação (II-56) obtemos;

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial y} (D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y} + K(\theta)) \quad (\text{II-61})$$

Philip (1957) obteve para equação (II-61) uma solução aproximada em série infinita, tal como;

$$y = \alpha(\theta) t^{1/2} + \beta(\theta) t + \gamma(\theta) t^{3/2} + \dots \quad (\text{II-62})$$

Para estudar o fluxo através do meio poroso da matriz do solo, tem sido utilizado métodos de resolução por diferenças finitas, porém esses processos do cálculo acarretam considerável tempo de computação. Neste estudo será utilizada a equação (II-58) sob a seguinte forma;

$$v = K(\theta) \left(\frac{\psi_2(\theta) - \psi_1(\theta)}{\Delta y} + 1 \right) \quad (\text{II-63})$$

Esta abordagem é um processo bastante rápido e simples, que exige o conhecimento da variação de K e ψ com a umidade no solo. Como foi salientado no item relativo a infiltração o conhecimento destas duas curvas mencionadas exige ensaios complexos de laboratório.

Considerando o fato de que a equação (II-63) é puramente teórica, os erros cometidos nesse procedimento provém do estabelecimento de K e ψ para cada grau de saturação do perfil de solo, e das premissas feitas para o estabelecimento da equação.

Observando a variação da capilaridade potencial com a umidade podemos esperar que essas curvas para os diversos tipos de solo possam ser considerados como uma família de curvas cuja escolha de uma das curvas da família poderá ser feita em função da granulometria do solo. Obviamente a caracterização da curva mediante a granulometria é relativamente inadequada, mas o modelo não se mostrando muito sensível as variações de capilaridade é perfeitamente aceitável essa simplificação para escolha da curva característica (figura II-g2).

Conhecendo-se uma série representativa de curvas de diversos solos, podemos assemelhar o solo a ser modelado por um dos solos já estudados. Essa aproximação inicial poderá ser melhorada na fase de ajustamento do modelo. Um raciocínio análogo poderia ser feito para a variação de K (θ), quadros II-g1 e II-g2.

Muitos investigadores tem tentado resolver as equações do escoamento em meios porosos não saturados por diversos métodos que envolvem o conhecimento das duas curvas

acima que direta ou indiretamente. Reichardt (1972) tem utilizado um método para generalização do movimento da água no solo. O método baseado nos trabalhos de Miller e Miller (1956) visa correlacionar a difusividade de vários solos por um multiplicador característico. Desprezando a componente gravitacional e normalizando as variáveis, a equação (II-61) torna-se;

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial y} (D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y}) \quad (\text{II-64})$$

E a equação (II-62) torna-se a solução de Boltzmann;

$$y = B(\theta) t^{1/2} \quad (\text{II-65})$$

onde as variáveis das equações (II-64) e (II-65) são normalizadas.

Ensaio rápido permitem construir curvas de avanço da frente úmida com a raiz quadrada do tempo (equação (II-65)) e então determinar o multiplicador característico pela expressão;

$$\lambda_i = \left(\frac{m_i}{m_p} \right)^2 \lambda_p \quad (\text{II-66})$$

onde:

m_i - coeficiente angular da reta do solo i

m_p - coeficiente angular da reta do solo padrão.

Os trabalhos de Reichardt poderão ser aproveitados para o modelamento do escoamento através dos reservatórios do solo com algumas alterações relativamente simples no corpo do programa. Certamente esta alteração trará boas melhoras na previsão das vazões.

Ao tratar do escoamento da água através das várias camadas de solo, se considera somente o movimento vertical e assim o problema da refração das linhas de fluxo ao atravessar camadas com permeabilidades diferentes ficou desconsiderado. O TWM utiliza a equação (II-63), onde $K(\theta)$ e $\psi(\theta)$ são curvas ajustadas por duas equações exponenciais, com sete parâmetros. Considerando a sensibilidade do modelo para esse fenômeno e a dificuldade em obter-se tais curvas, achamos conveniente utilizar soluções empíricas para expressar as variações citadas.

Assim, esse movimento na zona de aeração, resultado de forças capilares e gravitacionais, está por hora sendo modelado pela equação (II-63) e pelas equações de Irmay e Gardner.

Wyckoff e Botset (1936) mostram uma consistente relação entre o grau de saturação e a permeabilidade em suas pesquisas com diversos tipos de argila, e nesta linha de estudo, Irmay (1968) apresentou uma expressão sob forma;

$$K(\theta) = \left(\frac{\theta - \theta_0}{n - \theta_0} \right)^{C17} K_{SAT} \quad (II-67)$$

onde:

θ - umidade atual do solo,

θ_0 - umidade residual, isto é, a quantidade de vazios cheios de água sem movimento,

C17 - constante em geral tomada como igual a três, e

n - porosidade.

Para a sucção, Gardner (1958) apresenta a expressão abaixo para relacionar exponencialmente $\frac{K(\theta)}{K_{SAT}}$ com $\Psi(\theta)$;

$$\frac{K(\theta)}{K_{SAT}} = \exp(-a\Psi) \quad (II-68)$$

Apresentamos nos quadros II-g1 e II-g2 alguns resultados de laboratório para as relações de $K(\theta)$ e $\Psi(\theta)$, que podem servir de guia na utilização do modelo. O modelo trabalha com $K(\theta)$ e $\Psi(\theta)$ em unidades inglesas, pol/hora e pol, respectivamente.

Várias alterações na estrutura dos reservatórios do solo do TWM foram realizadas e são apresentadas no capítulo III, no item III-a, relativo a estrutura do modelo em

questão. No presente item foram mencionadas somente as alterações feitas nas equações que regem os fenômenos.

O movimento da água em meios não saturados deverá permanecer em aberto para futuras tentativas de equacionamento com os trabalhos apresentados por Reichardt em Piracicaba, São Paulo.

II-h) AQUÍFERO

Enquanto a água em meios porosos não saturado é grandemente influenciado pelo gradiente de sucção, e sua movimentação afetada pela variação da umidade no solo, o escoamento do lençol é feito sob regime de solo saturado e portanto sem gradiente de sucção e sem variação do grau de saturação no horizonte considerado. A permeabilidade torna-se então praticamente constante no tempo, variando somente com a direção do escoamento e com as diversas camadas saturadas; ver figura II-h1.

Na verdade o modelamento da contribuição do aquífero para o canal deveria ser totalmente interligado com o processo de infiltração e percolação, porém as dificuldades nessa abordagem fazem com que sejam modelados separadamente. O lençol é recarregado pela percolação da chuva em meio não saturado e a altura do lençol influenciará nessa percolação, fi-

cando assim um ciclo fechado com escoamento nos dois meios e totalmente interligados. Ainda observa-se o fato de escoamentos do lençol para bacias vizinhas.

Pelo exposto acima, podemos notar o complexo que constitui esse fenômeno e portanto a dificuldade em equacioná-lo. O modelo TWM trata o fenômeno pelas seguintes considerações:

As perdas do aquífero são consideradas como função da água armazenada na zona saturada por;

$$\text{PERDAS} = C13 (\text{VAQUIF}) \Delta t \quad (\text{II-69})$$

onde:

C13 - constante, e

VAQUIF - volume d'água armazenada no aquífero

A contribuição do aquífero para o canal pode ser similarmente representada por;

$$\text{CONTRIBUIÇÃO} = (\text{VAQUIF} - C11) C12 \Delta t \quad (\text{II-70})$$

onde:

C11 - indica o volume de água na zona saturada, abaixo do

qual cessa toda e qualquer contribuição do aquífero para o canal, e

C12 - indica a percentagem do volume de água acima do volume morto que escoará para o sistema do canal.

O parâmetro C11 é de difícil avaliação e pode-se começar o ajuste fazendo C11 = 0.

Quando não houver perdas para a profundidade do solo a equação de recessão $q_t = q_0 K^t$ é obedecida e a constante de recessão fica representada por;

$$K = \frac{q_t}{q_{t-1}} = \frac{VAQUIF_{(t-1)} - C11 - CONTRIBUIÇÃO_{(t-1)}}{VAQUIF_{(t-1)} - C11} \quad (II-71)$$

$$K = 1 - \frac{(VAQUIF_{(t-1)} - C11) C12 \Delta t}{VAQUIF_{(t-1)} - C11} \quad (II-72)$$

$$K = 1 - C12 \Delta t$$

Uma crítica a essa abordagem é a linearidade com que é tratada a contribuição do lençol para o aquífero, quando C11 = 0; ver figura II-h2.

Porter (1971) cita em seu modelo os estudos de Denisov (1961) o qual preconiza que o armazenamento

das águas subterrâneas deva ser feito em vários reservatórios e que a equação relacione a contribuição como sendo proporcional a enésima potência da água armazenada, ou;

$$\text{CONTRIBUIÇÃO} = (\text{VAQUIF} - \text{C11})^n \text{C12} \Delta t \quad (\text{II-74})$$

Com a utilização do nível mínimo C11 a equação de contribuição do lençol para o canal torna-se não linear, o que nos parece bastante razoável.

O SWM IV aborda a contribuição do aquífero como sendo função da declividade da superfície saturada e sendo o potencial do movimento alterado com a entrada de água no lençol. Em outras palavras, é suposto que a entrada instantânea acarreta um engordamento do lençol e conseqüentemente a declividade seria aumentada de um valor função da entrada ao reservatório do lençol. Porém SWM IV não considera o lençol como formado de um reservatório útil e outro inerte, assim sendo procuramos interligar as duas abordagens, de tal maneira que a contribuição do lençol seja também função da entrada nesse reservatório. Com isso a nova equação representará qualitativamente um aquífero com volume útil e inerte, cuja contribuição ao canal é mais ou menos intensa dependendo não só do volume armazenado (solução linear), mas também do imput ao lençol no instante anterior. Portanto a contribuição do lençol ao canal no modelo em questão passa a ser equacionada na forma abaixo;

$$\text{CONTRIBUIÇÃO} = (\text{VAQUIF} - \text{C11}) \text{C12} \left(\frac{\text{VAQUIF} + \text{X}}{\text{VAQUIF}} \right) \Delta t \quad (\text{II-75})$$

onde:

X - é o valor do volume de água que saindo do reservatório intermediário inferior vai alimentar o aquífero.

II-i) SISTEMA DO CANAL

Entende-se por sistema do canal, o sistema de equações e comandos de computador que tratam a água no canal de maneira a distribuir no tempo e no espaço os volumes provenientes de todos os reservatórios estudados.

Analisando a figura II-il apresentada por Crawford (1966), vê-se a influência das características da bacia na hidrógrafa final. Na primeira figura, relativa a uma bacia com cerca de 0.67 km², observa-se que a hidrógrafa final é primordialmente comandada pelas características da bacia e portanto reflete o cuidado com que o modelamento do sistema de terra da bacia hidrográfica deve ser analisado. Na figura seguinte, relativa a uma bacia com cerca de 48 km² de área de drenagem, observa-se o sistema do canal sendo dominante e portanto tornando-se principal responsável pela forma da hidrógrafa final.

Portanto, considerando o acima exposto, podemos distribuir responsabilidades pela forma da hidrógrafa aos diversos parâmetros de modelamento e ajustar o modelo mais facilmente, atuando realmente no parâmetro significativo. Dessa forma evitamos coincidências numéricas que mascaram o ajuste à bacia hidrográfica em estudo.

O amortecimento no canal é ainda um problema em estudo, embora bastantes trabalhos tenham já sido realizados nessa área. O processo analítico tornando o sistema do canal como "sistema ideal" e procurando soluções para as equações de continuidade e momento aplicados a um evento específico, é uma das abordagens possíveis, porém sem dúvidas os métodos de diferenças finitas são os mais precisos processos para o acompanhamento da onda de cheia. Uma limitação à aplicação desses processos reside no tempo de processamento o que faz com que sejam adotados métodos empíricos que devem ser testados numericamente.

Vários são os métodos empíricos consagrados pelo uso tais como hidrógrafa unitária, "Muskingum Routing" "Método de Clark" e outros.

O método "Muskingum" poderia ser incluído para avaliar o amortecimento que porventura haja no canal. Para bacias pequenas, onde o amortecimento da onda de cheia é relativamente pequeno, tem sido usado simplesmente abordagens que

distribuem os volumes efluentes dos reservatórios do modelo de maneira a formarem a hidrógrafa resultante. Uma parcela do amortecimento é considerada nesta abordagem pelos coeficientes de Manning, porém o amortecimento devido a volumes de água armazenados é praticamente desconsiderado.

No modelo em questão é usado o critério de distribuição por tempos de viagens nos canais e canaletas da rede de drenagem, tal como no SWM IV e TWM.

A utilização da curva "Tempo de Viagem vs Área de Contribuição" para uma bacia tem sido uma abordagem comumente empregada. Subdividindo a bacia em sub-áreas de dimensões tais que os tempos de viagens nas sub-áreas sejam relativamente pequenos em relação ao tempo de viagem em toda bacia, podemos sintetizar uma hidrógrafa unitária para essa bacia. Desde que a curva é desenvolvida com o tempo de viagem e não com o escoamento resultante de uma chuva de duração finita, a hidrógrafa unitária obtida será instantânea. Como o sistema do canal é modelado separadamente do sistema da terra, o tempo em consideração na curva é o tempo de viagem no canal e não o tempo de concentração como em geral é utilizado.

Crawford (1966) adaptou os trabalhos de Clark (1945) para o Stanford Watershed Model de modo a fornecer resultados satisfatórios com um mínimo de tempo de processa-

mento.

Considerando o histograma resultante de um evento instantâneo como ilustrado na figura II-i2, podemos derivar a hidrógrafa unitária de duração $(t_2 - t_1)$ unidades de tempo, triangulando o retângulo indicado de modo a atingir-se a máxima vazão no tempo t_2 , e ter-se um período de recessão de duração $(t_2 - t_1)$ unidades de tempo.

Aplicando um raciocínio análogo para todos retângulos do histograma, e somado às ordenadas dos triângulos superpostos obteremos a representação da resposta do canal para um evento com duração igual a $(t_2 - t_1)$.

O Histograma "Time-Delay" depois de triangulado, tem sido utilizado inadequadamente com a suposição de hidrógrafa instantânea. Mas mesmo quando adota-se como hidrógrafa unitária de duração finita, tem sido derivada equivocadamente, como é o caso do Time-Delay utilizado por Claborn (1970). Sendo originariamente um histograma para representar um evento instantâneo, o "Time-Delay" pode representar um evento de duração finita se a triangulação obedecer um critério que relacione a duração do input e o tempo de viagem do segmento.

O input desta curva é o somatório dos volumes efluentes dos diversos reservatórios, cuja duração (JRINT)

deve ser igual a duração Δt para qual é derivada a hidrógrafa unitária. Caso os tempos de viagem (bases dos retângulos do histograma) não sejam iguais entre si, a triangulação deve obedecer os critérios abaixo.

Supondo-se um input de duração igual a 10 minutos agindo sobre três segmentos de canal com tempos de viagem diferentes entre si, podemos então exemplificar a triangulação adequada, mostrada na figura II-i3. Depois da triangulação para todos os retângulos, procede-se então a soma das ordenadas destes triângulos para finalmente obter-se a hidrógrafa final.

Para estimar o tempo de viagem, usa-se a fórmula de Manning;

$$t = \frac{n^{0.6} L W^{0.4}}{S^{0.3} Q^{0.4}} \quad (\text{II-76})$$

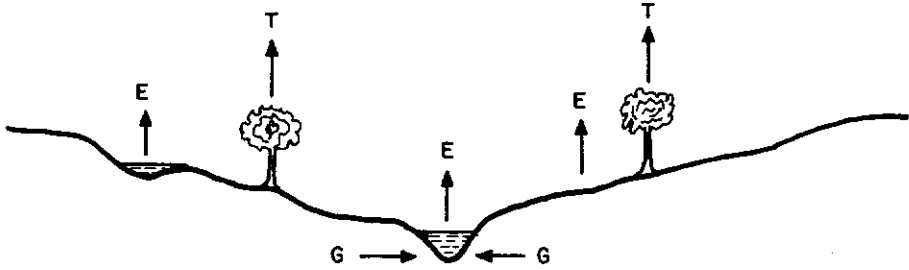
Obviamente podemos derivar infinitas curvas dependendo da vazão que considerarmos e essa escolha fica condicionada a nossa função objetiva. Em estudos de cheias toma-se descargas altas para melhor representação dos picos modelados.

Como pode interessar uma simulação adequada também para descargas menores (2 funções objetivas) é conveniente ter-se dois sistemas de distribuição dos volumes. Por

tanto dois "Time-Delay" são necessários, um para descargas altas e outro para descargas baixas. Com essa abordagem podemos obter resultados mais próximos ao observado, pois evitamos de certa maneira o problema da estreita faixa de boa atuação da curva de distribuição espacial de vazões.

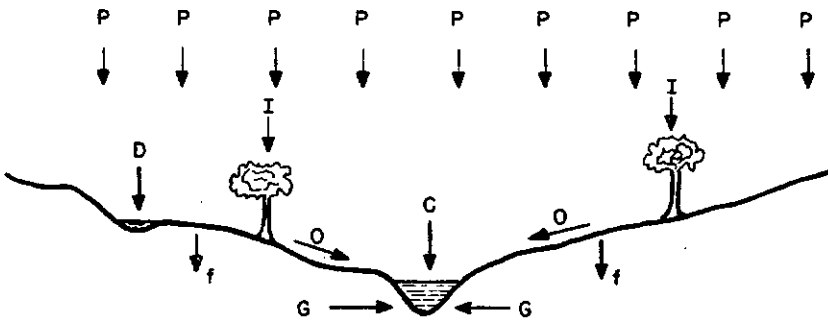
Quando uma bacia apresentar algum amortecimento da onda de cheia, pode-se utilizar o parâmetro CHANLG que efetua o amortecimento reduzindo as vazões próximas ao pico. A abordagem da da é um processo bastante simples, porém como foi salientado o amortecimento em pequenas bacias é quase desprezível a uma abordagem mais sofisticada não seria conveniente. Em condições normais, tal parâmetro deve ter valor zero, sendo utilizado somente quando comprovada sua necessidade.

O modelo em questão, no sistema do canal, difere do SWM IV e TWM pela inclusão das duas funções objetivas anteriormente mencionadas, com intuito de otimizar a simulação tanto nos picos como nas bases das hidrógrafas.



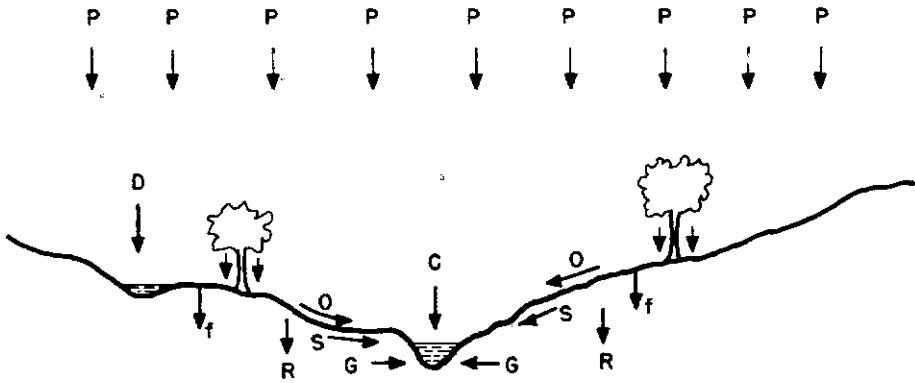
FASE 1: NO FIM DO PERÍODO SÊCO

FIGURA II - 1



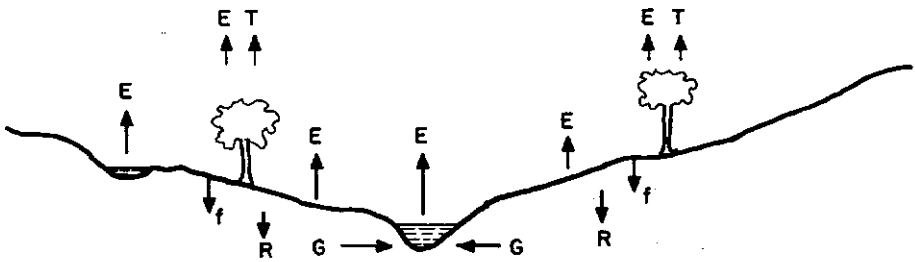
FASE 2: DEPOIS DO INÍCIO DA CHUVA

FIGURA II - 2



FASE 3: DURANTE O PERÍODO CHUVOSO

FIGURA II - 3



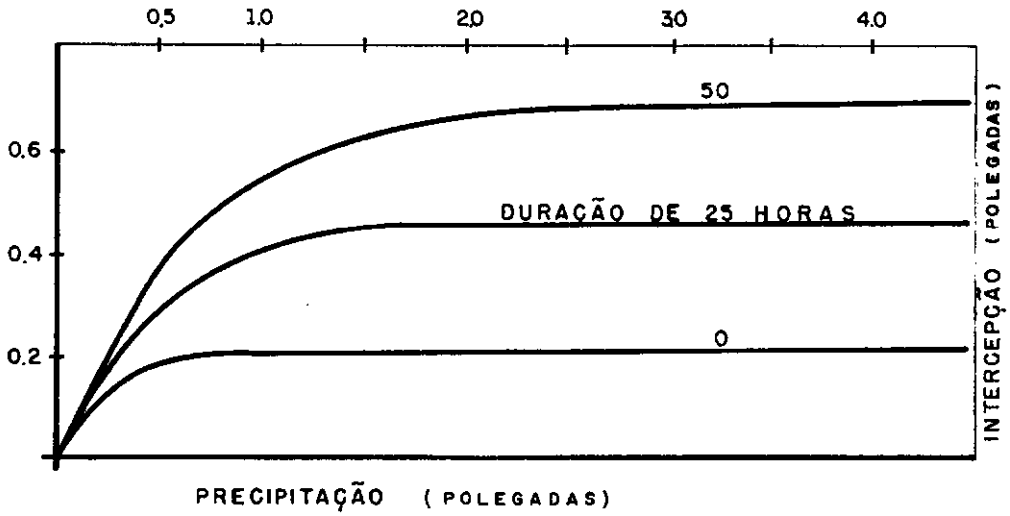
FASE 4: NO FIM DO PERÍODO CHUVOSO

FIGURA II - 4

CÓBERTURA VEGETAL	I (INTERCEPÇÃO) = a + bP ⁿ			FATOR DE PROJEÇÃO
	a	b	n	
Castanha, sebe	0.04	0.20	1.00	
Castanha, árvore	0.06	0.15	1.00	
Oleáceas, sebe	0.015	0.23	1.00	
Oleáceas, árvore	0.02	0.18	1.00	
Fagáceas, sebe	0.03	0.23	1.00	
Fagáceas, árvore	0.04	0.18	1.00	
Carvalho, sebe	0.03	0.22	1.00	
Carvalho, árvore	0.05	0.18	1.00	
Acebáceas, sebe	0.03	0.23	1.00	
Acebáceas, árvore	0.04	0.18	1.00	
Ulmáceas, sebe	0.03	0.23	0.50	
Ulmáceas, árvore	0.04	0.18	0.50	
Feijão, batata, repolho	0.02 h	0.15 h	1.00	0.25 h
Gramíneas	0.007h	0.006h	1.00	1.00
Capim médio	0.005h	0.08 h	1.00	1.00
Alfafa	0.01 h	0.10 h	1.00	1.00
Capim rasteiro	0.005h	0.05 h	1.00	1.00
Tabaco	0.01 h	0.08 h	1.00	0.20 h
Algodão	0.15 h	0.10 h	1.00	0.33 h
Milho	0.005h	0.005h	1.00	0.10 h

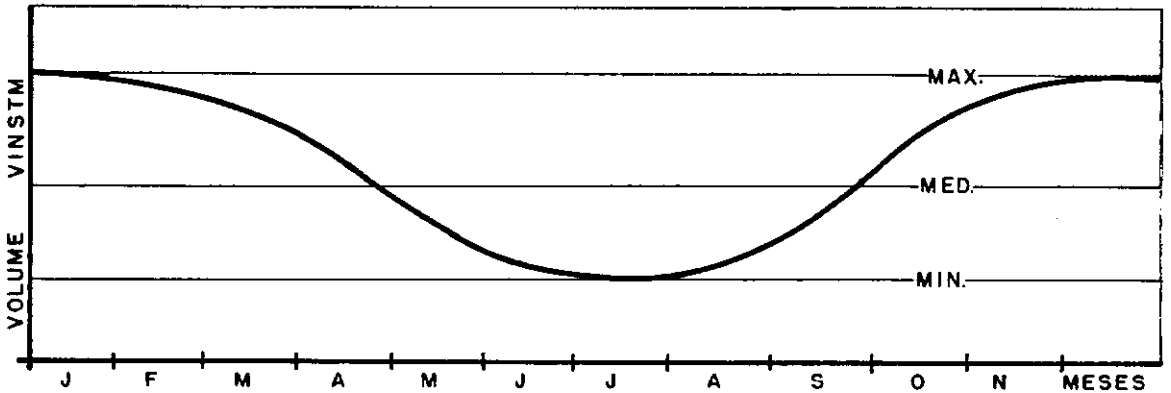
I - polegadas; P - polegadas; h (altura das plantas) - pés

FÓRMULAS EMPÍRICAS PARA O CÁLCULO DA INTERCEPÇÃO, SEGUNDO HORTON



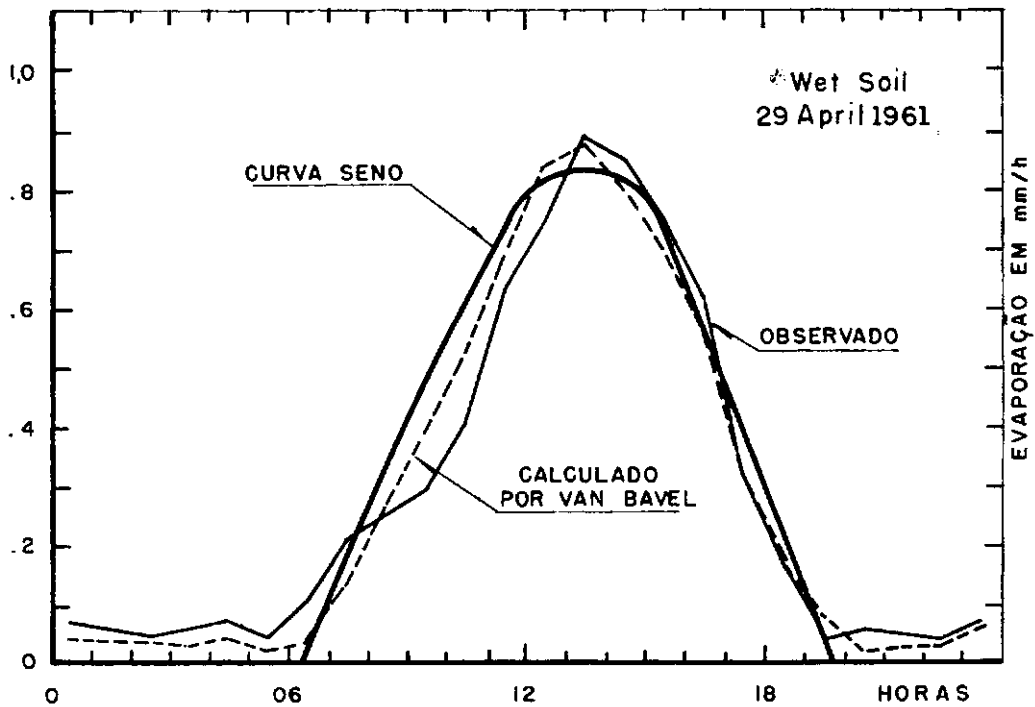
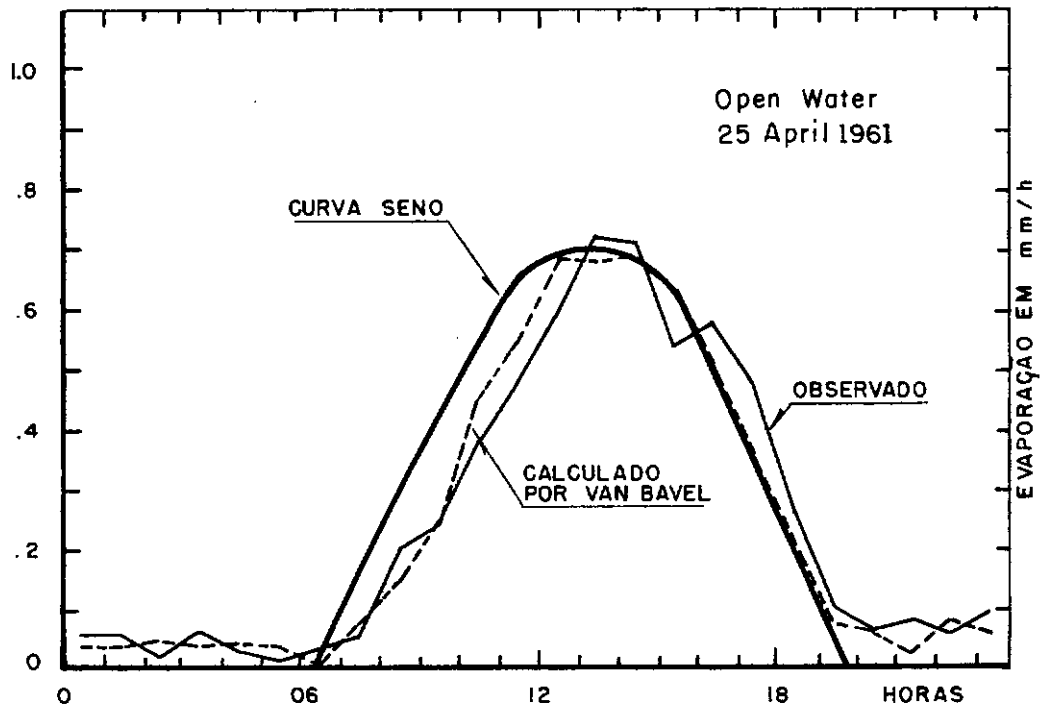
CURVAS DE INTERCEPÇÃO VEGETAL EM FUNÇÃO DO VOLUME E DA DURAÇÃO DA CHUVA

FIGURA II - a 1



VARIAÇÃO SAZONAL DO PARÂMETRO VINSTM

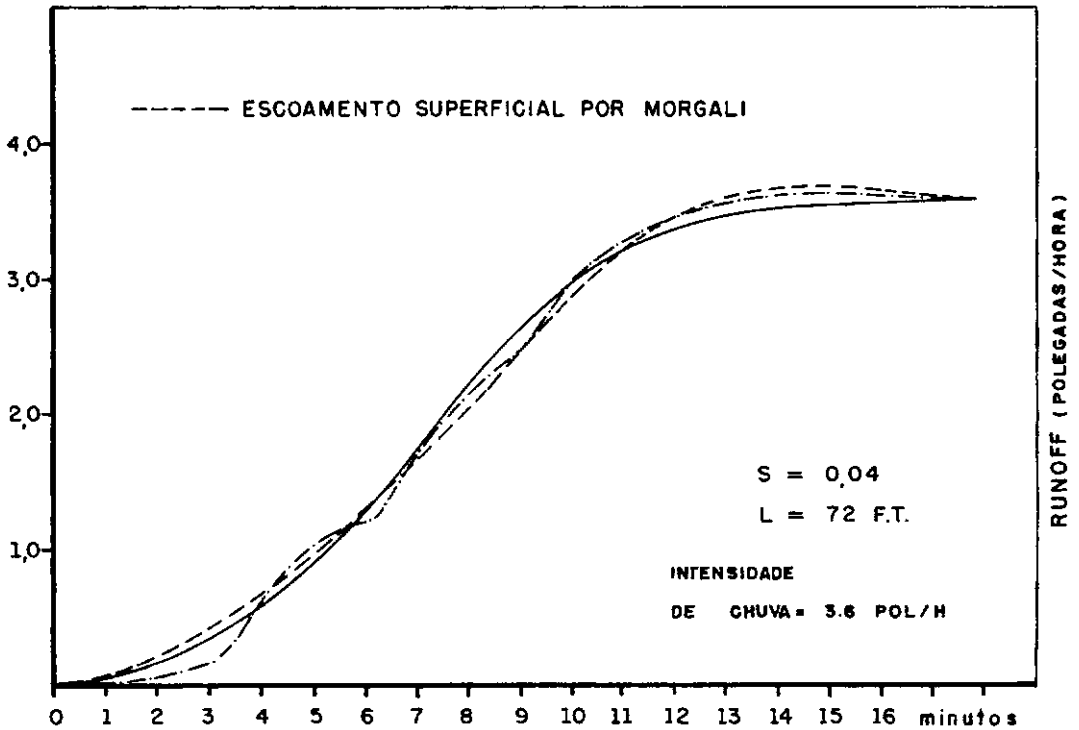
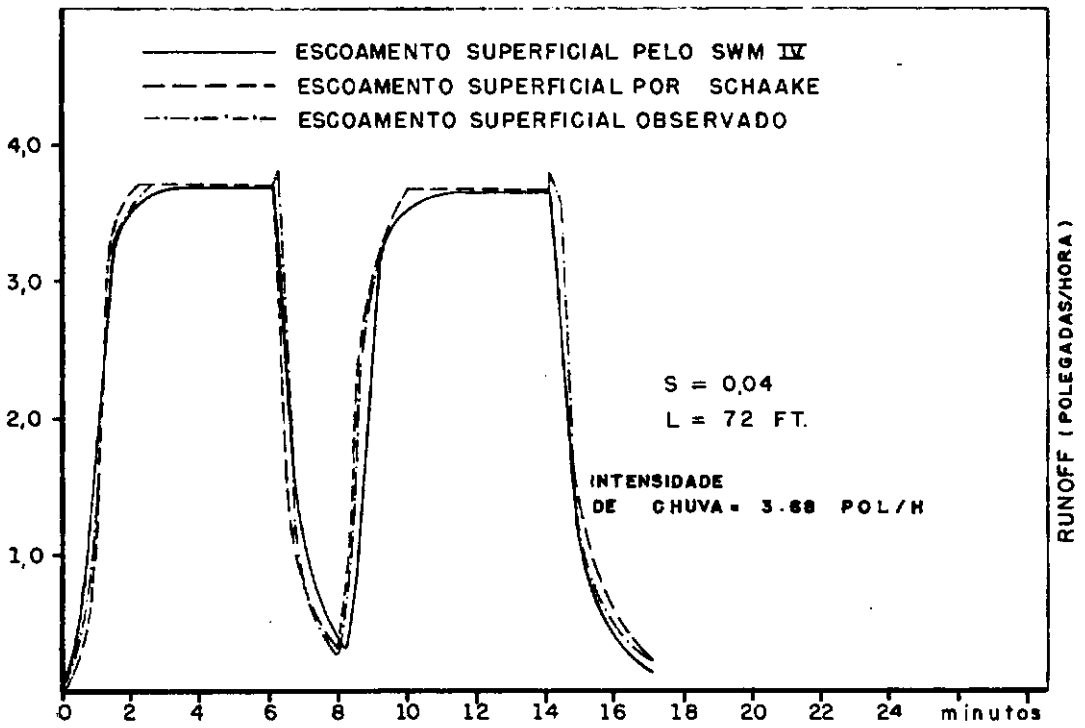
FIGURA II - a 2



APROXIMAÇÃO DA EVAPORAÇÃO INSTANTÂNEA PELA CURVA SENO

Van Bavel (1966)

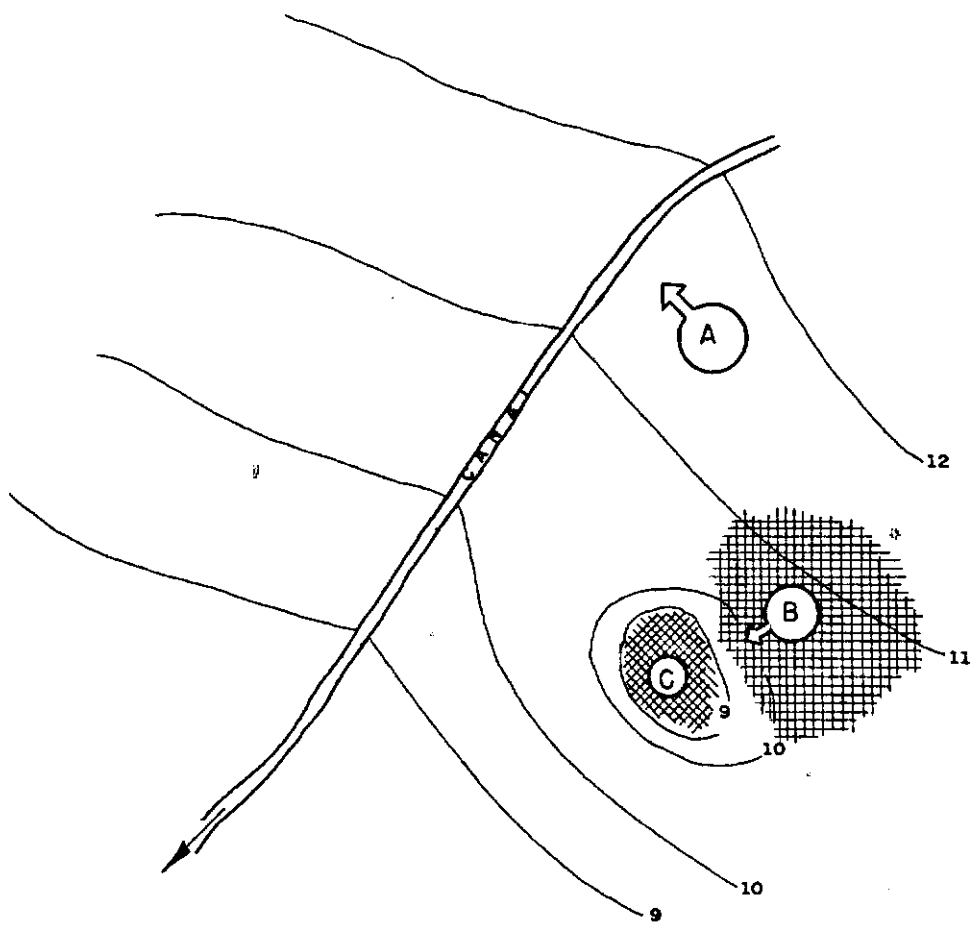
FIGURA II-b 1



TESTE DAS EQUAÇÕES DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL

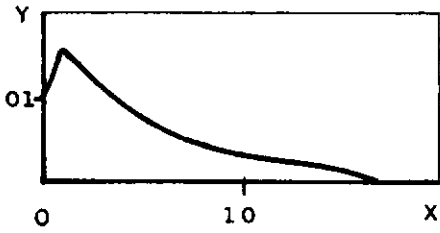
Crawford (1966)

FIGURA II - c 1

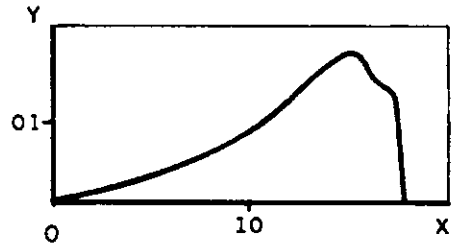


TRES DIFERENTES TIPOS DE ÁREA PERMEÁVEL CONSIDERADAS
NO MODELO

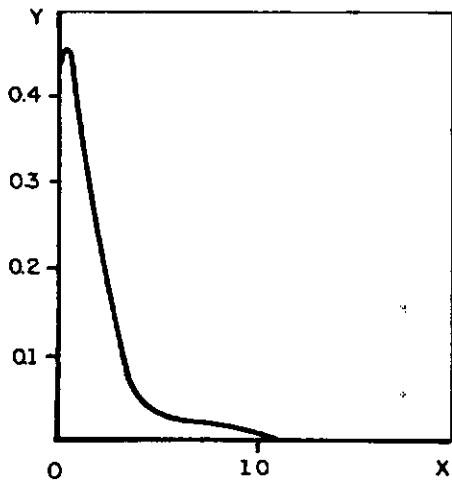
FIGURA II - d 1



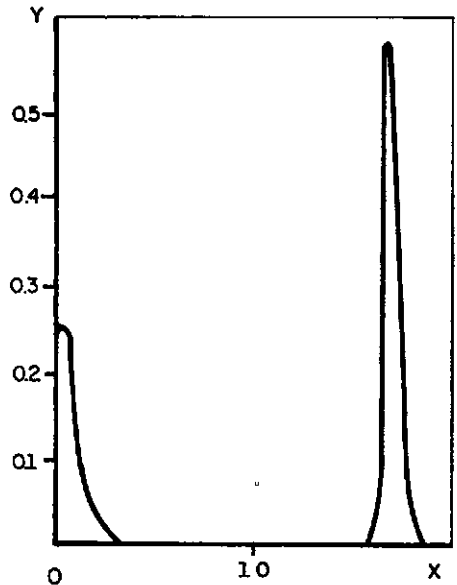
BACIA A



BACIA C



BACIA B



BACIA D

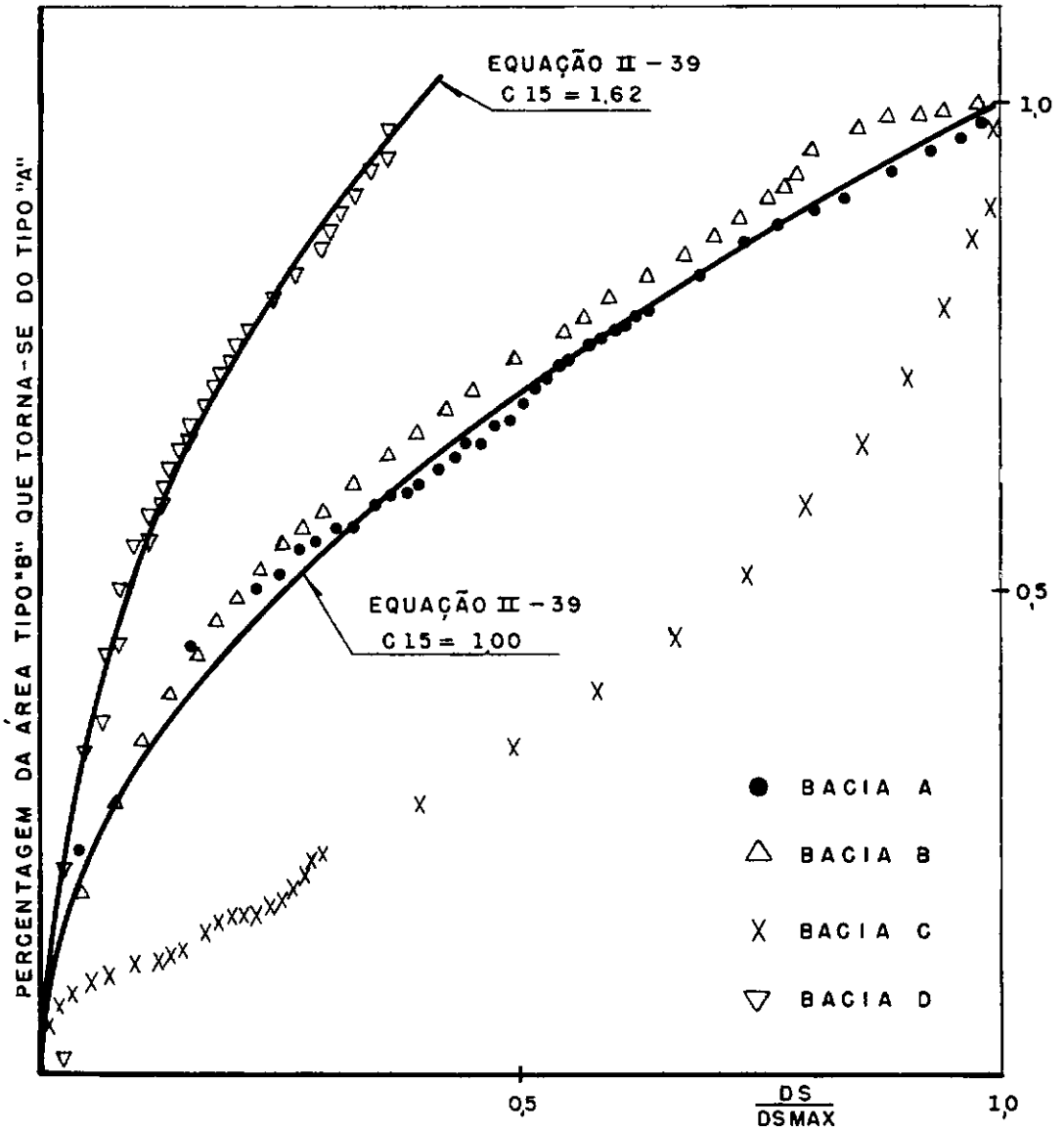
Y - PERCENTAGEM DAS DEPRESSÕES COM AS PROFUNDIDADES INDICADAS

X - PROFUNDIDADES

CARACTERÍSTICAS DAS DEPRESSÕES DE ALGUMAS BACIAS

Cleborn (1970)

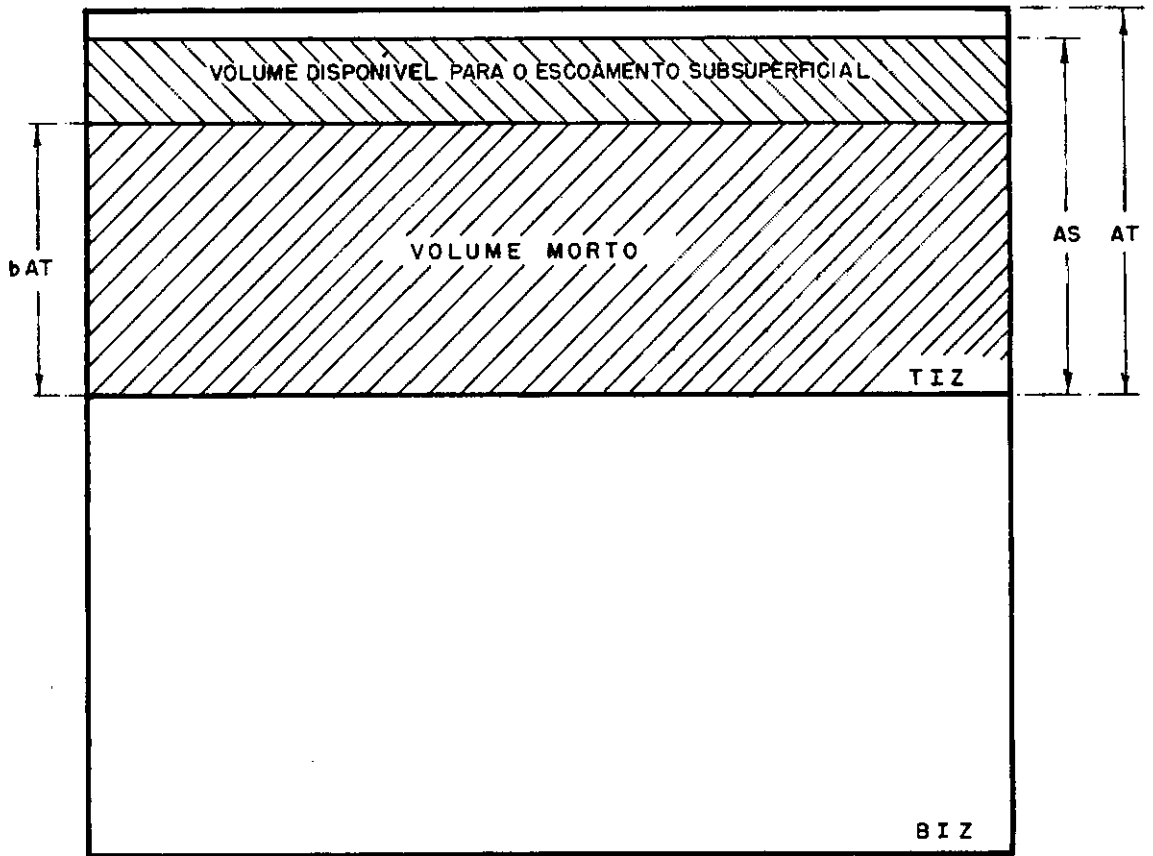
FIGURA II - d 2



VARIAÇÃO DA ÁREA CONTRIBUINTE AS DEPRESSÕES EM FUNÇÃO DO ARMAZENAMENTO D_SMAX PARA AS VARIAS BACIAS ESTUDADAS

Claborn (1970)

FIGURA II - d 3



ESQUEMA DE FUNCIONAMENTO DA AFLUÊNCIA AO RESERVATÓRIO
DO ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL

FIGURA II - 1

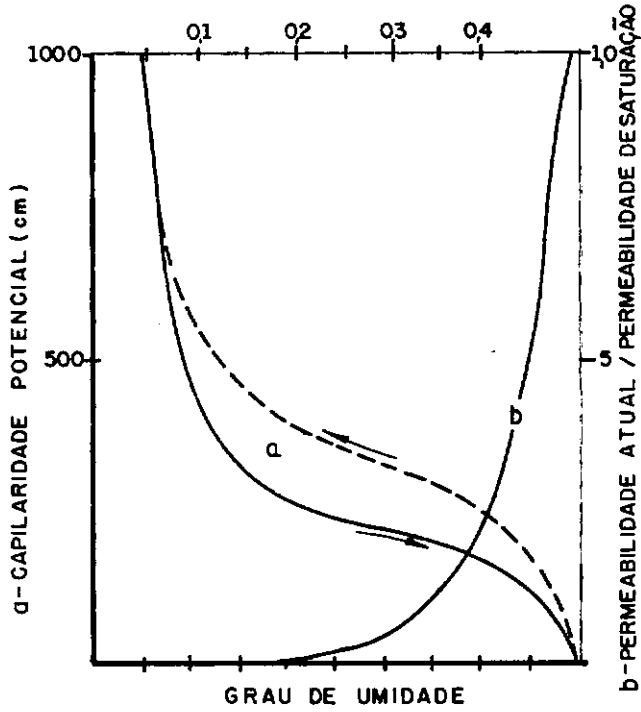
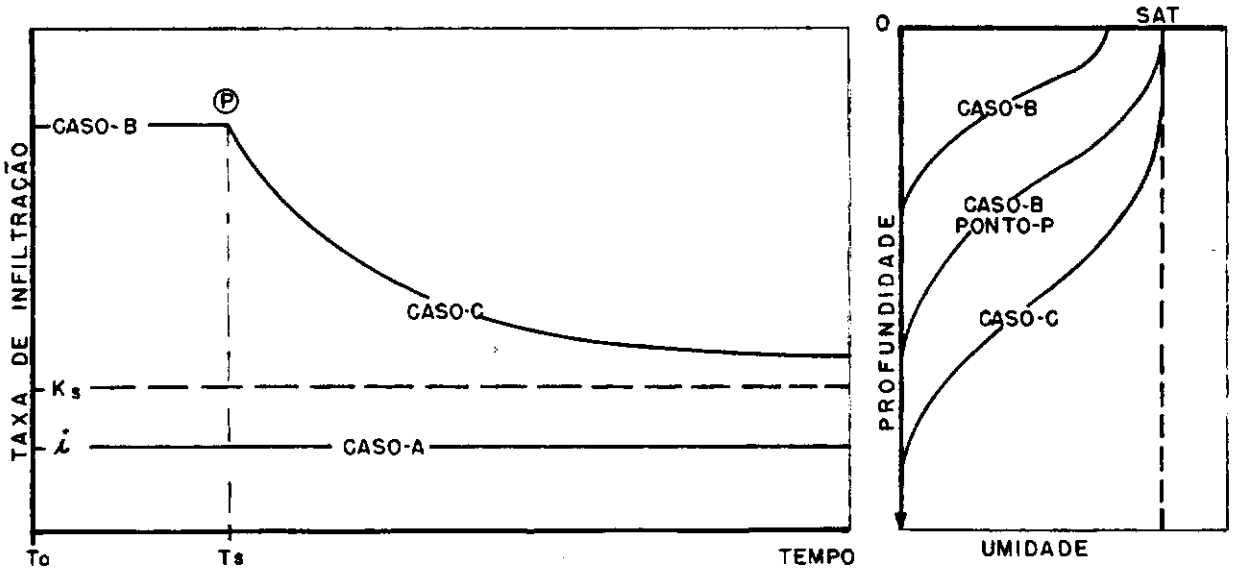
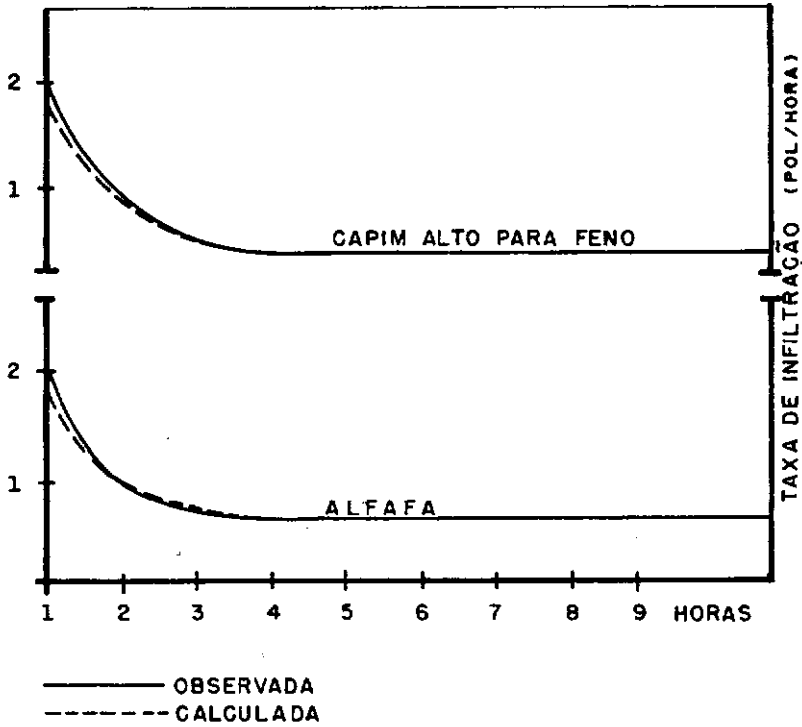


FIGURA II - f 1



TRES CASOS DE INFILTRAÇÃO, SEGUNDO RUBIN

FIGURA II - f 2



TESTE DOS TRABALHOS DE HOLTAN PARA INFILTRAÇÃO

Overton (1964)

FIGURA II - 13

COBERTURA VEGETAL	b
CAPIM	1,00
CAPIM SILVESTRE E ALFAFA	0,70
CAPIM ALTO PARA FENO	0,45
ALFAFA	0,35
DENSA ERVA DANINHA	0,30

VALORES DA CONSTANTE VEGETATIVA DA EQUAÇÃO DE HOLTAN

TABELA II - 11

FAZENDO f IGUAL A	FAZENDO f_{cf} IGUAL A	MODIFICAÇÃO DA EQUAÇÃO DE HOLTAN	ANÁLOGO A
VF	K_s	$t = \frac{1}{K_s} \left[VF - \frac{a}{K_s} \text{Log}_e \left(1 + \frac{VF}{a/K_s} \right) \right]$	$t = \frac{1}{K_s} \left[VF - \psi \Delta \theta \text{Log}_e \left(1 + \frac{VF}{\Delta \theta \psi} \right) \right]$ GREEN e AMPT
$(VF - f_{cf} t)$	K_s	$VF = \sqrt{2a} t^{1/2} + K_s t$	$VF = \alpha t^{1/2} + \beta t$ PHILLIP
VF	0	$VF = \sqrt{2a} t^{1/2}$	$VF = \alpha t^\beta$ KOSTIAKOV
F	K_s	$VF = K_s t + \frac{f_{co} - K_s}{a} (1 - e^{-at})$	$VF = K_s t + \frac{f_{co} - K_s}{\beta} (1 - e^{-\beta t})$ HORTON

COMPARAÇÃO ENTRE AS EQUAÇÕES APRESENTADAS E A EQUAÇÃO DE HOLTAN
Overton (1964)

QUADRO II - f 1

	CAPILARIDADE POTENCIAL (pol)				
	Solo 1	Solo 2	Solo 3	Solo 4	Solo 5
.10	$1.2 \cdot 10^3$	$2.3 \cdot 10^4$	$3.9 \cdot 10^4$	$5.9 \cdot 10^3$	$8.6 \cdot 10^1$
.20	$8.6 \cdot 10^1$	$1.2 \cdot 10^3$	$3.5 \cdot 10^2$	$2.8 \cdot 10^1$	$2.1 \cdot 10^1$
.30	$2.9 \cdot 10^1$	$1.8 \cdot 10^2$	$1.0 \cdot 10^2$	$1.5 \cdot 10^1$	$1.8 \cdot 10^1$
.40	-	$3.9 \cdot 10^1$	$3.2 \cdot 10^1$	-	-

	PERMEABILIDADE (pol/h)				
	Solo 1	Solo 2	Solo 3	Solo 4	Solo 5
.10	$2.1 \cdot 10^{-6}$	-	-	-	$6.7 \cdot 10^{-4}$
.15	$5.6 \cdot 10^{-5}$	$2.7 \cdot 10^{-7}$	$2.4 \cdot 10^{-6}$	$2.6 \cdot 10^{-4}$	$1.2 \cdot 10^{-2}$
.20	$5.8 \cdot 10^{-4}$	$8.5 \cdot 10^{-6}$	$7.8 \cdot 10^{-5}$	$7.3 \cdot 10^{-3}$	$6.3 \cdot 10^{-2}$
.25	$5.1 \cdot 10^{-3}$	$3.6 \cdot 10^{-5}$	$7.2 \cdot 10^{-4}$	$4.1 \cdot 10^{-2}$	$4.3 \cdot 10^{-1}$
.30	$3.9 \cdot 10^{-2}$	$1.9 \cdot 10^{-4}$	$3.2 \cdot 10^{-3}$	$2.4 \cdot 10^{-1}$	2.4
.35	$1.2 \cdot 10^{-1}$	$9.1 \cdot 10^{-4}$	$1.6 \cdot 10^{-2}$	$8.6 \cdot 10^{-1}$	4.8
.40	-	$4.5 \cdot 10^{-3}$	$1.6 \cdot 10^{-1}$	-	-

solo 1 - Podzolico vermelho amarelo
 solo 2 - Litosol substrato argilito
 solo 3 - Mediterraneo vermelho amarelo
 solo 4 - Latosol vermelho escuro (arenoso)
 solo 5 - Regosol

PERMEABILIDADE E CAPILARIDADE POTENCIAL DE SOLOS RESIDUAIS

QUADRO II-g1

	CAPILARIDADE POTENCIAL (pol)				
	Solo 6	Solo 7	Solo 8	Solo 9	Solo 10
.10	$5.1 \cdot 10^1$	-	-	-	-
.20	$1.1 \cdot 10^1$	$2.1 \cdot 10^1$	$1.7 \cdot 10^{2*}$	$2.8 \cdot 10^{2*}$	$1.9 \cdot 10^{2*}$
.30	$0.7 \cdot 10^1$	$1.4 \cdot 10^1$	$8.2 \cdot 10^1$	$1.5 \cdot 10^2$	$7.3 \cdot 10^1$
.40	$0.5 \cdot 10^1$	$1.1 \cdot 10^1$	$2.4 \cdot 10^1$	$3.7 \cdot 10^1$	$1.9 \cdot 10^1$

* Umidade = .25

	PERMEABILIDADE (pol/h)				
	Solo 6	Solo 7	Solo 8	Solo 9	Solo 10
.10	$6.0 \cdot 10^{-6}$	-	-	-	-
.15	$8.0 \cdot 10^{-4}$	$1.0 \cdot 10^{-5}$	-	-	-
.20	$2.0 \cdot 10^{-4}$	$2.5 \cdot 10^{-3}$	-	-	-
.25	$6.6 \cdot 10^{-2}$	$1.0 \cdot 10^{-2}$	-	$6.7 \cdot 10^{-8}$	$3.0 \cdot 10^{-6}$
.30	$1.1 \cdot 10^{-1}$	$5.7 \cdot 10^{-2}$	$2.0 \cdot 10^{-4}$	$1.6 \cdot 10^{-5}$	$3.6 \cdot 10^{-5}$
.35	-	$7.5 \cdot 10^{-2}$	$3.0 \cdot 10^{-3}$	$1.2 \cdot 10^{-4}$	$9.5 \cdot 10^{-5}$
.40	$1.8 \cdot 10^{-1}$	$8.1 \cdot 10^{-2}$	$7.0 \cdot 10^{-3}$	$6.6 \cdot 10^{-4}$	$2.6 \cdot 10^{-4}$

Solo 6 - Plainfield Sand

Solo 7 - Sandy loam

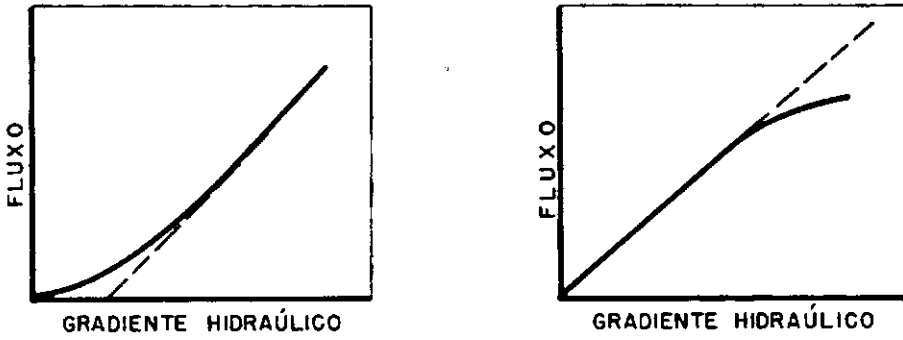
Solo 8 - Guelph loam

Solo 9 - Silt loam

Solo 10- Yolo light clay

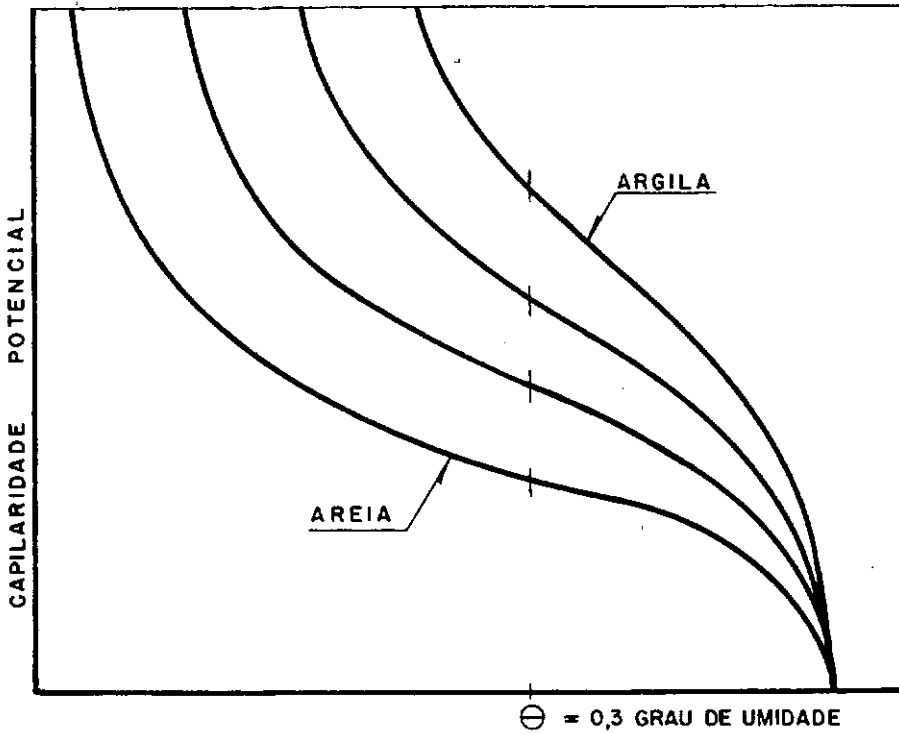
PERMEABILIDADE E CAPILARIDADE POTENCIAL DE SOLOS SEDIMENTARES

QUADRO II-g2



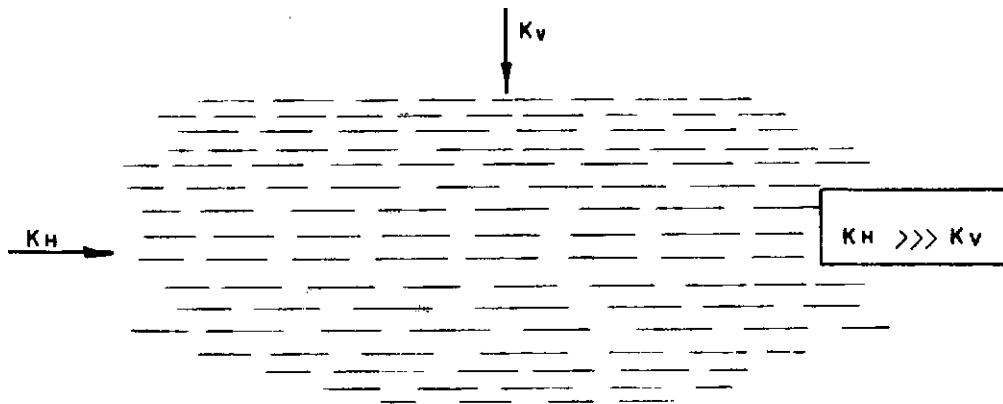
DISPERSÃO NA EQUAÇÃO DE DARCY

FIGURA II - g 1



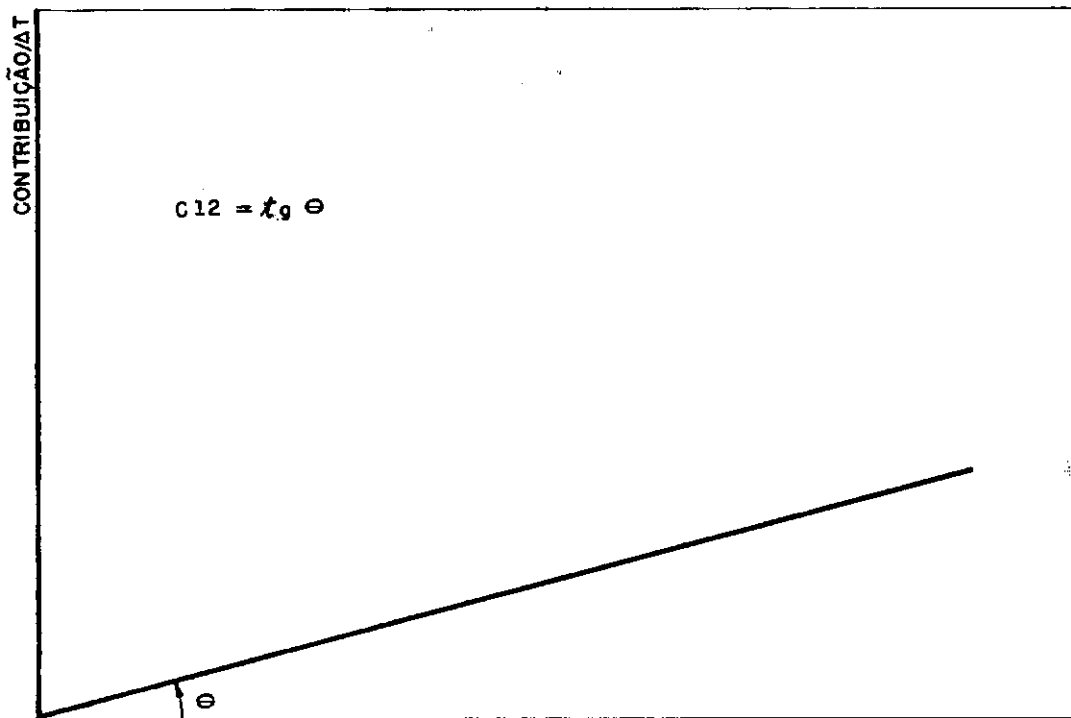
CAPILARIDADE POTENCIAL EM FUNÇÃO DO GRAU DE UMIDADE

FIGURA II - g 2



VARIAÇÃO DIFERENCIAL DA PERMEABILIDADE NA ARGILA

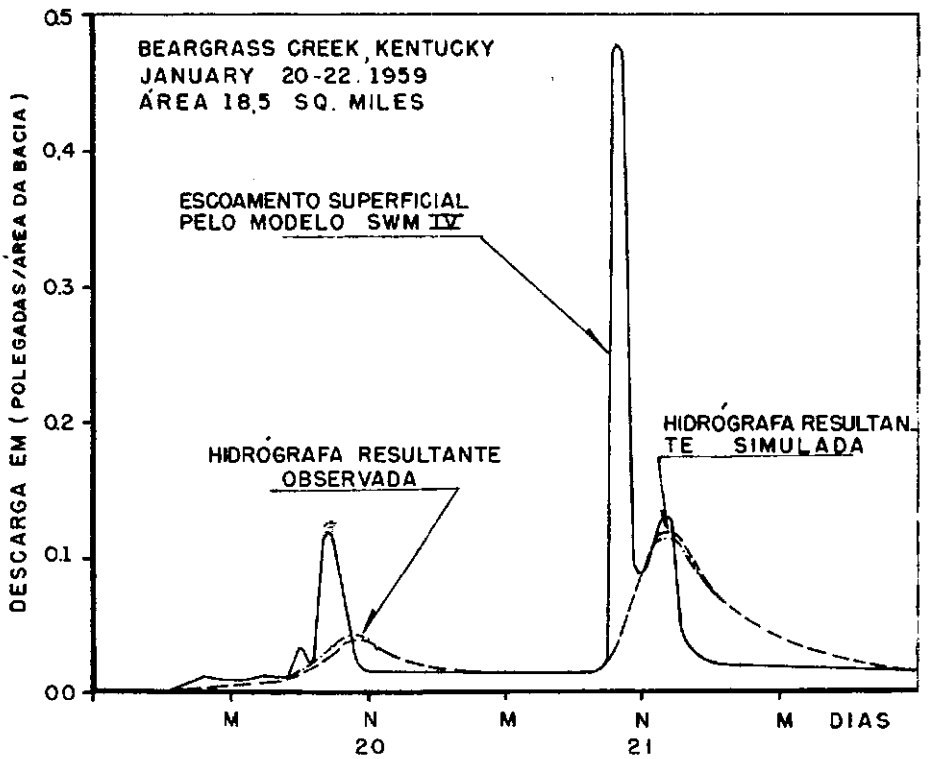
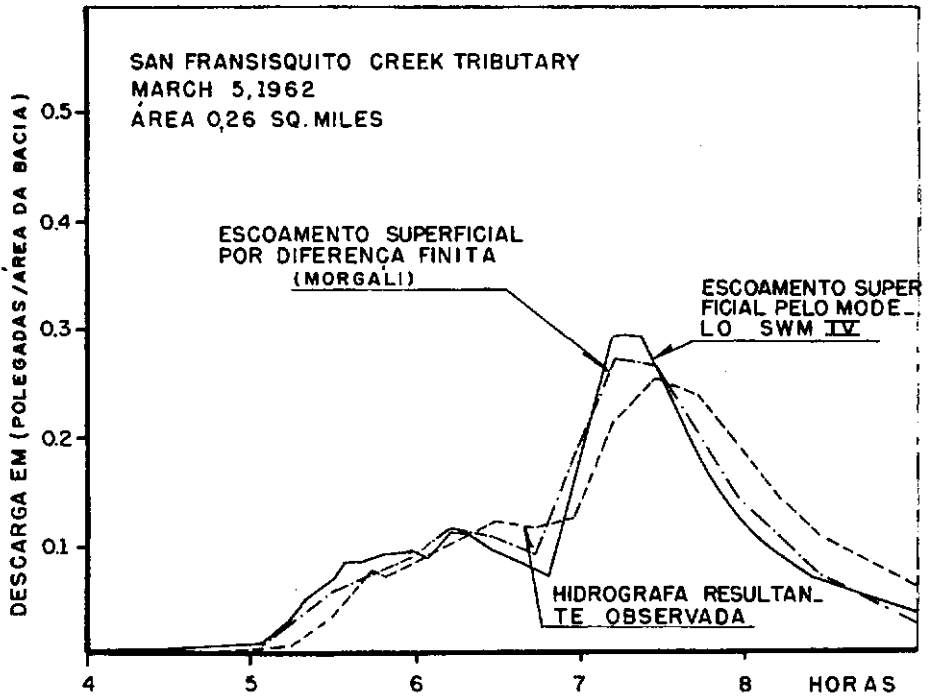
FIGURA II-h 1



VAQUIF-G11

REPRESENTAÇÃO DA CONTRIBUIÇÃO DO AQUÍFERO AO CANAL

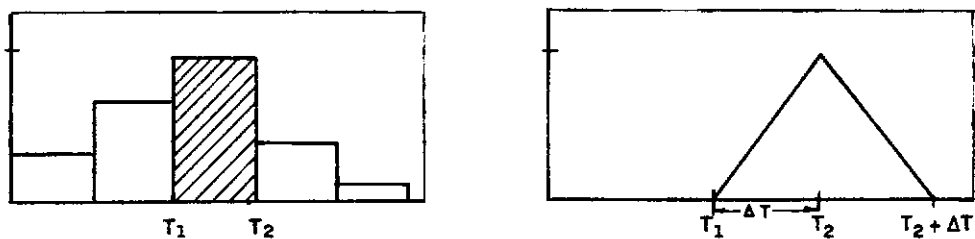
FIGURA II-h 2



INFLUÊNCIA DO SISTEMA DA TERRA NAS HIDRÓGRAFAS

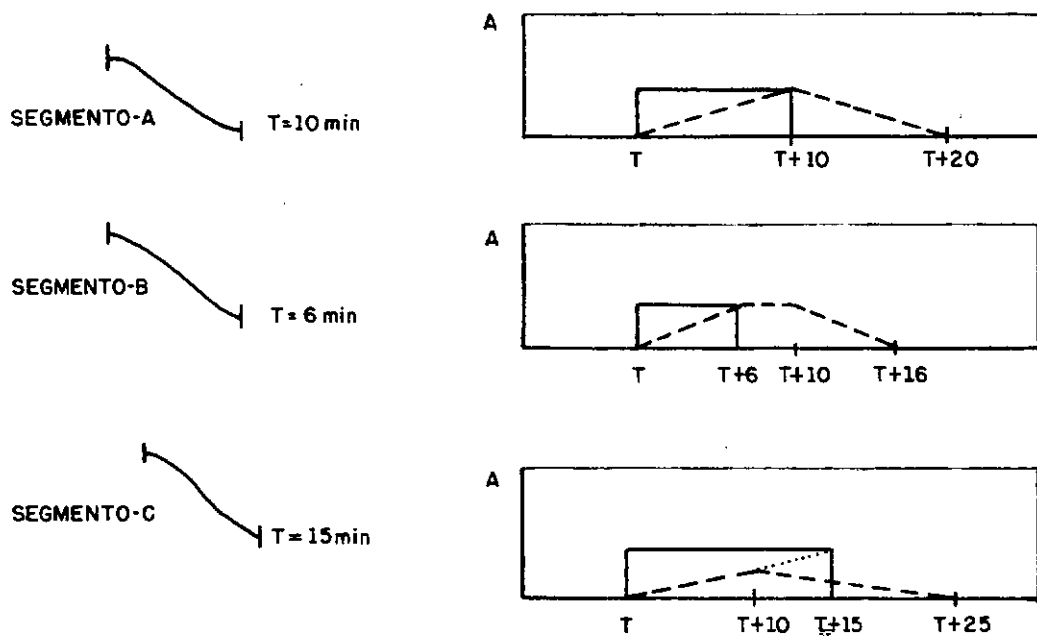
Crawford (1966)

FIGURA II - i 1



HISTOGRAMA TIME-DELAY

FIGURA II - i 2



EXEMPLOS TÍPICOS DE TRIANGULAÇÃO DO HISTOGRAMA TIME-DELAY

FIGURA II - i 3

III O MODELO MATEMÁTICO

Nesse capítulo tentamos expressar os conceitos discutidos no capítulo II em termos de programação de computador, para um melhor esclarecimento a respeito da utilização do modelo em questão. Serão ainda apresentadas uma série de curvas para ilustrar a sensibilidade do modelo aos diversos parâmetros intervenientes e discussões a respeito dos mesmos. O capítulo III é composto de quatro itens, a saber;

- III-a) ESTRUTURA DO MODELO,
- III-b) POTENCIALIDADES DO MODELO,
- III-c) ENTRADAS E SAÍDAS DO MODELO, e
- III-d) O PROGRAMA FORTRAN DE COMPUTADOR.

III-a) ESTRUTURA DO MODELO

O modelo é concebido como uma série de reservatórios cuja leis de funcionamento são as equações apresentadas e discutidas no capítulo precedente. Esta abordagem em reservatórios, apresentada na figura III-a1, é similar a utilizada pelo SWMIV e sua versão da Universidade do Texas, TWM. A água percorre o esquema no sentido vertical através dos reservatórios de modo a simular o seu escoamento numa bacia natural de tal maneira que possamos não só prever a vazão total no canal como também conhecer as diversas componentes da hidrógrafa resultante. Os

diversos reservatórios utilizados pretendem ter uma conceituação física bem determinada e não constituir simplesmente em um agente retardador das águas da chuva ao canal.

Uma maior atenção foi dada nesse sentido, principalmente para o sistema de terra onde os reservatórios devem representar o solo residual das bacias brasileiras.

Analisando os resultados obtidos com o TWM depois de tornar-se operacional, observamos que a principal fonte de desvios, estava na abordagem do ciclo da terra constituído de dois reservatórios, e nos inputs para estes. No TWM é necessário avaliar as dimensões dos dois reservatórios e sua capacidade máxima de retenção de água. É igualmente necessário avaliar a capacidade mínima dos mesmos com um único parâmetro, sendo que a capacidade mínima deveria abranger o ponto de murchamento, se o solo fôsse cultivado e a umidade mínima no solo sujeito a evaporação, se não cultivado.

Se o solo é cultivado o ponto de murchamento atua principalmente na zona das raízes e não abrangendo completamente os dois reservatórios, e se o solo não é agrícola haverá uma umidade a partir da qual a percolação cessará e que difere da umidade mínima do solo sujeito a evaporação e ainda diferirá de solo para solo, isto é, de camada para camada e portanto de reservatório para reservatório.

Ainda vale salientar que a capacidade máxima é função da porosidade da camada (reservatório), parâmetro que poderia ser input pois pode ser facilmente determinado em laboratório para cada camada em separado. Os reservatórios do solo não representam as camadas de um solo residual, sendo apenas agentes que retardam a chegada das águas no lençol.

Cabe salientar ainda que sete parâmetros representam a permeabilidade e capilaridade potencial dos dois reservatórios indistintamente, e que sua avaliação é feita mediante ensaios de laboratórios sofisticados e não condizente com a disponibilidade da maioria dos laboratórios de solos, pelo menos atualmente no Brasil.

Se para modelar melhor, o modelo necessita de 3 reservatórios independentes, necessitaríamos então de vinte e um parâmetros para definir algo que não mediríamos. Portanto achamos conveniente, já que pelo menos atualmente essas curvas são estimadas, que definíssemos as curvas com menos parâmetros. Porém quando uma perfeita definição da curva se justificar poderemos representá-la com maior rigor. A principal crítica é que cada reservatório funciona na natureza com características bastante diversas e portanto deve ser abordado de tal maneira.

Daí ter-se introduzido um sistema de reservatórios que fisicamente represente melhor as diversas camadas distintas encontradas no perfil do solo residual, e um grupo

de parâmetros independentes entre si para cada reservatório.

Um modelo que represente melhor a realidade deve funcionar de maneira mais presa a dados medidos mesmo que isso sacrifique o ajuste, pois dessa maneira pode-se, atribuir à simulação um grau de confiabilidade próximo ao atribuído para o ajuste, principalmente quando é utilizado o modelo para estudar as consequências que mudanças na superfície da bacia acarretariam nas vazões efluentes. Obviamente para tal estudo é necessário que o modelo represente fielmente as características físicas da bacia em estudo, e que se saiba ao certo onde atuar no modelo para conseguir-se um determinado efeito. Se um ajuste em curto período, mesmo que com ótima superposição, provier de concepções sem conceituação física pode levar a uma simulação a qual pouca confiabilidade podemos ter. Assim sendo, a maior preocupação foi dar ao modelo em questão a maior consistência física possível.

Se o esquema do modelo representasse fielmente o complexo dos sistemas terra e canal, poder-se-ia na etapa de calibragem atuar de maneira realmente eficaz no elemento desejado. E conseguido isso teríamos em cartões de computador a representação real da bacia em estudo. Logicamente não é essa a pretensão de nosso trabalho, porém procuramos pelo menos agir nesse sentido de modo a ter-se um modelo cada vez mais criterioso sem esquecer a facilidade que um modelo deve ter para sua a-

plicabilidade em projetos.

A necessidade de resolver os problemas criteriosamente e a baixos custos é sempre uma preocupação dos técnicos e os modelos matemáticos aparecem em geral como uma solução bastante econômica. O presente modelo apresenta-se em linguagem FORTRAN IV, operando em 3 minutos de CPU no sistema Burroughs B-6700 com compilador S/FORTRAN 2.6.8, e em 2 minutos de CPU no sistema IBM/370-165 com compilador IEYFORT 21.7.

III-b) POTENCIALIDADES DO MODELO

O modelo em questão, como mencionado na introdução, visa estudar o ciclo hidrológico em bacias de pequeno porte onde o sistema do canal tem sua importância moderada na hidrógrafa resultante. Tal fato se deve a orientação mais minuciosa dada ao sistema da terra, pois nele estão as causas mais relevantes da forma da hidrógrafa observada. O modelo aplica-se tanto às bacias urbanas como às zonas de vegetação natural ou cultivada.

Pelo fato de ser considerado a uniformidade na distribuição espacial da chuva e das características do solo, o modelo prevê uma possível subdivisão da bacia de modo a representar qualquer variação espacial acentuada tanto na chuva como na matriz do solo. Nesse caso, as subdivisões chamadas

segmentos, são processadas seqüencialmente de montante para jusante e os dados deverão vir nessa mesma ordem. Para maior facilidade no manuseio do programa recomenda-se a utilização de tal recurso quando ele realmente se fizer necessário.

Previsto para simular vazões com duas funções objetivas, conforme item (II-i), pode-se esperar resultados satisfatórios tanto nas enchentes como nas estiagens. Esta característica dá ao modelo bastante versatilidade e inúmeras aplicações.

A escolha do modelo a utilizar num estudo deve ser precedida de cuidadosa análise das características da bacia e dos resultados pretendidos. Não cabe aqui uma discussão a respeito da escolha de um modelo, salientaremos apenas quando é possível utilizar o modelo em questão.

Apesar de simular satisfatoriamente vazões em bacias de pequeno porte, o modelo paramétrico em questão apresenta vantagens sobre os modelos estocásticos utilizado em:

- bacias com pequena amostragem de vazão líquida,
- bacias sem amostragem de vazão líquida (com parâmetros regionalizados),
- previsões de vazão para modificação nas características

das bacias, tais como; arborização, desmatamento, urbanização, pavimentação, etc. e

- estudos sobre as diversas componentes da hidrografa observada.

Outras aplicações poderiam ser incorporadas as citadas.

O modelo prevê opcionalmente a plotagem da hidrografa e uma análise estatística mediante o coeficiente de correlação entre a simulação e o registro. É também possível simular vazões com intervalos de tempo menores que 24 horas simultaneamente com as vazões médias diárias.

O programa fornece o balanço hídrico diário com todas as fases do ciclo hidrológico, para o acompanhamento detalhado do ajuste de cada equação utilizada. Essa característica é bastante útil para um perfeito ajuste do modelo à bacia em estudo, impedindo o mascaramento de um ajuste inadequado que conduz a valores numéricos satisfatórios na etapa de calibragem. Como foi explanado no capítulo anterior o ajuste não deve apenas conduzir a valores numéricos de vazões satisfatórios, pois o significado de um bom ajuste é mais amplo, já que as parcelas de soma também devem ser averiguadas. A não observação deste fato nos levará a uma simulação sem confiabilidade.

Certamente o ajuste das diversas parcelas da soma é bastante mais complexo já que em geral não há

muitas medições disponíveis. Porém pode-se estimar, inclusive com ajuda de métodos da hidrologia clássica, os valores de tais parcelas. Estudos mais rigorosos podem ser efetuados quando houver necessidade.

Uma série de tabelas que compõe o output do programa, mostram a afluência volumétrica em cada reservatório para maior controle dos parâmetros de entrada. Essas tabelas são descritas com maior detalhe neste capítulo no item III-c.

III-c) ENTRADAS E SAÍDAS DO MODELO

Para melhor compreensão discutiremos primeiramente as saídas do programa do modelo e em seguida as entradas e detalhes a respeito dos parâmetros.

A precipitação e o registro de nível d'água são apresentados como impressão de computador na primeira tabela. Em seguida, para cada segmento, é apresentada a segunda tabela contendo um resumo de todos parâmetros de entrada e algumas grandezas diretamente derivadas de tais parâmetros. A terceira e quarta tabela apresentam a afluência e efluência diária em cada reservatório, inclusive a evaporação simulada e a potencial.

Essas tabelas são de grande ajuda na

análise da simulação e através dela podemos tirar inúmeros resultados que interessam de perto ao hidrólogo.

A quinta tabela impressa consiste na separação das componentes da hidrógrafa diária resultante simulada, que juntamente com terceira e quarta tabela, fornecerão subsídios para uma perfeita análise hidrológica.

Na sexta tabela são apresentados os valores dos volumes armazenados em cada reservatório no fim de cada dia do mês. Assim podemos observar a estabilidade ou instabilidade volumétrica de cada reservatório no decorrer dos tempos.

Na sétima tabela encontramos as vazões simuladas no intervalo de tempo especificado e o volume sob a hidrógrafa. Opcionalmente podemos ter na mesma tabela as vazões registradas para perfeita comparação. Essa tabela se repete para cada dia do mês e para cada segmento.

Na oitava tabela encontramos o resumo de todas as sete tabelas, na qual é apresentada a vazão média diária simulada e o volume escoado no mês. Opcionalmente podemos ter na mesma tabela as vazões registradas.

Finalmente na nona tabela é apresentado o resumo anual, onde pode-se observar o volume mensal preci

pitado, evaporado e escoado. Observa-se ainda o volume mensal das componentes superficial, subsuperficial e do aquífero. Para futura continuação da simulação, são fornecidos os valores dos volumes armazenados em cada reservatório no fim do ano hidrológico. Esses valores constituem os valores iniciais (input) para o próximo ano.

Como saída opcional é previsto a plotagem das hidrógrafas simulada e observada na "PRINTER" do sistema.

Como podemos avaliar, as tabelas impressas pelo programa são bastante esclarecedoras e possibilitam um perfeito controle do andamento do processo hidrológico simulado.

No tocante a entrada ao programa dois grupos principais de cartões comandam o processamento. O primeiro grupo consiste de dados fixos como chuva, evaporação, nível d'água e comandos a respeito da bacia e do processamento. O segundo grupo consiste de dados variáveis.

As variáveis descritas abaixo, constam do quadro III-cl e compõem o primeiro grupo de dados.

IOPT 7 - opção do usuário; se IOPT7 = 1, lê evaporação média diária

ria em vez de total mensal.

- ISEGMT - número de segmentos que serão processados a cada mês.
- ITAPE - flag indicativo de gravação de dados de chuva (ITAPE=1, grava chuva; ITAPE= 0, chuva já está gravada).
- IYR,LYR - primeiro e último ano dos dados de chuva que serão processados, isto é, os anos hidrológicos (dois dígitos).
- MASS - flag indicativo das características dos dados de chuva (MASS = 1, chuva acumulada; MASS = 0, chuva instantânea)
- JPREC(I) - tempo base para o processamento e arquivo dos dados de chuva para cada segmento, em minutos. (I varia de 1 a ISEGMT).
- IRECOD(I) - flag para leitura de níveis d'água. $IRECOD(I) \geq 0$, não lê níveis d'água; $IRECOD(I) = -(I)$, lê dados de cartão; $IRECOD(I) = -X$, ($X \neq I$), lê dados de níveis d'água já gravados. (I varia de 1 a ISEGMT).
- KSEGMT - número do segmento referentes aos dados.
- DVD - vazão, em polegadas, abaixo da qual usa-se os valores D (N).
- POTEVV(L) - evaporação média diária em centímetros. Os dezesseis primeiros dias no primeiro cartão e os dias restantes no segundo. (L é o número de dias do mês).
- N - número de eventos lido por cartão.
- UNIT - transformador de unidades para polegadas/hora (chuva);

ou para metros (nível d'água).

MAT(J) - formato em que é lido os eventos do cartão.

IMONTH - mês referente aos eventos do cartão (dois dígitos).

IDAY - dia referente aos eventos do cartão (dois dígitos).

IYEAR - ano referente aos eventos do cartão (os dois últimos algarismos).

IHOUR - hora referente a cada evento do cartão (quatro dígitos, sendo os dois primeiros para as horas e os dois últimos para os minutos).

CHUVA - valor da precipitação para o valor de IHOUR.

MDF - flag indicativo de média diária (no caso de chuva, MDF= branco, no caso de nível d'água médio diário, MDF = \$).

JRINT - tempo base para processamento e arquivo de dados de níveis d'água, em minutos.

NÍVEL - valor do nível d'água para o valor de IHOUR.

IRUN - flag indicativo de simulação (IRUN = 1, simula; IRUN = 0, armazena os dados).

XLAT - latitude do centro da bacia, em graus.

XLONG - longitude do centro da bacia, em graus.

SCRAP(M) - doze valores de evaporação potencial total mensal em centímetros. Leitura de tanque evaporimétrico sem correção. (M - número do mês).

TRANPO(M) - doze valores de transpiração total mensal em centíme

tros. (M - número do mês).

NEWVAL(M) - doze valores de flag indicativo de alterações mensais nos dados de entrada (NEWVAL(M) = 0, conserva os valores; NEWVAL(M) = 1, novos valores serão lidos para o mês).

ISEG 1.ISEG 2 - números dos segmentos, a montante e a jusante respectivamente (na inexistência de mais de um segmento, deixar em branco).

NRELEM - número de elementos do time-delay.

LAG - tempo de escoamento pelo segmento em unidades de JPRINT minutos.

C (N) - elementos do time-delay de vazões altas.

D (N) - elementos do time-delay de vazões baixas.

NÚMERO DE ORDEM	VARIÁVEL	FORMAT	COMENTÁRIO
1	IOPT 7	I4	
2	ISEGMT, ITAPE, IYR, LYR, MASS	5I4	
3	JPREC (I)	20I4	
4	IRECOD (I)	20I4	a
5	KSEGMT, DVD	I4,F4.0	a,b
6	POTEVV (L)	2(16 F5.0)	a,b,c
7	N, UNIT, MAT (J)	I4,F6.0,16A4	a,b
8	IMONTH, IDAY, IYEAR, IHOURL, CHUVA... MDF	MAT	a,b
9	CARTÃO BRANCO APÓS A SÉRIE MENSAL DE CHUVA		a,b
10	JRINT	I4	a,b,c
11	N, UNIT, MAT (J)	I4,F6.0,16A4	a,b,d
12	IMONTH, IDAY, IYEAR, IHOURL, NÍVEL... MDF	MAT	a,b,d
13	CARTÃO BRANCO APÓS A SÉRIE MENSAL DE NÍVEL D'ÁGUA		a,b,d
14	IRUN	I4	
15	XLAT, XLONG	2FI0.0	
16	SCRAP (M)	12F6.0	e
17	TRANPO (M)	12F6.0	e
18	NEWVAL (M)	12I4	k
19	KSEGMT, JRINT, ISEH1, ISEG2, NRELEM LAG, C (N)	614,14F4.0	f
20	D (N)	24X,14F4.0	f

VARIÁVEIS FIXAS

QUADRO III-c1

As variáveis descritas abaixo constam da quadro III-c2 e compõem o segundo grupo de dados.

PANFAC - fator de correção dos dados de evaporação da panela evaporimétrica classe A.

RIZONE - profundidade do sistema radicular, em centímetros.

IOPT's - opções do usuário no processamento;

IOPT1 = 1, é feita uma análise estatística dos valores simulados superiores a vazão base (BASE).

IOPT2 = 1, é feita uma análise estatística dos valores simulados.

IOPT3 = 1, escreve o gráfico das vazões simuladas e registradas (se houver) com valor superior a BASE.

IOPT4 = 1, escreve a tabela oito com vazões simuladas e registradas.

IOPT6 = 1, escreve a tabela sete com valores registrados também.

(Em todos os IOPT's a negativa é dada por zero).

BASE - vazão (m³/s) acima da qual é escrita a tabela sete com IOPT1 = 1.

LTR,NOMSEG - número de letras do nome e o nome da bacia, respectivamente.

TIZSI - valor inicial do volume armazenado no solo intermediário superior em milímetros.

- BIZSI - valor inicial do volume armazenado no solo intermediário inferior em milímetros.
- OLSI - valor inicial do volume armazenado no reservatório do escoamento superficial em milímetros.
- DSI - valor inicial do volume armazenado nas depressões em milímetros.
- UZSI - valor inicial do volume armazenado no solo superior em milímetros.
- GWSI - valor inicial do volume armazenado do aquífero em milímetros.
- DELINI - valor do volume armazenado no escoamento subsuperficial em milímetros.
- VINSTI - valor inicial do volume armazenado na interceptação em milímetros.
- ATOTAL - área total da bacia ($ATOTAL < 0$, em km^2 ; $ATOTAL > 0$, em acres)
- APERVS - percentagem do ATOTAL que é permeável.
- ADLFSF - percentagem de APERVS que é contribuinte para o canal.
- AOLFDS - percentagem de APERVS que é contribuinte para as depressões.
- APLANT - percentagem de APERVS onde há interceptação.
- ROUGH - coeficiente de Manning para o escoamento superficial.
- SLOPE - declividade do terreno onde ocorre o escoamento superficial.

cial.

VLENGH - comprimento do escoamento superficial em metros. Uma estimativa deste valor pode ser dada pela expressão;

$$VLENGH = ATOTAL/2 L$$

(ATOTAL em KM²; L - comprimento do rio principal em KM).

DEPTHU - profundidade do solo superior em centímetros.

DEPTHHT - profundidade do solo intermediário superior em centímetros.

DEPTHB - profundidade do solo intermediário inferior em centímetros.

POROSU - porosidade do solo superior.

POROST - porosidade do solo intermediário superior.

POROSB - porosidade do solo intermediário inferior.

DSMAX - volume máximo a armazenar nas depressões em milímetros.

VINSTM - volume máximo a armazenar na intercepção em milímetros.

SMMINU - grau de saturação mínimo do solo superior.

SMMINT - grau de saturação mínimo do solo intermediário superior.

SMMINB - grau de saturação mínimo do solo intermediário inferior.

XKSAT - permeabilidade de saturação do solo superior em polegadas/hora.

XKSATT - permeabilidade de saturação do solo intermediário superior em polegadas/hora.

- XKSATB - permeabilidade de saturação do solo intermediário inferior em polegadas/hora.
- CHANLG - parâmetro do amortecimento da hidrógrafa variando entre zero e um. (quando nulo não há amortecimento).
- C's - parâmetros das equações do modelo, discutidos em detalhes mais adiante.
- CH's - parâmetros da curva-chave, discutidos mais adiante.

NÚMERO DE ORDEM	VARIÁVEL	FORMAT	COMENTÁRIO
21	PANFAC, RTZONE	2 F10.0	f
22	IOPT1, IOPT2, IOPT3, IOPT4, IOPT6	5I4	f
23	BASE	F10.0	f,g
24	LTR, NOMSEG	I2,2X,19A4	f,i
25	TIZSI, BIZSI, OLSI, DSI, UZSI, GWSI, DELINI, VINSTI	8 F10.0	f
26	ATOTAL, APERVS, AOLSFS, AOLPDS, APLANT, ROUGH, SLOPE, VLENGH	8 F10.0	f
27	DEPTHU, DEPTH, DEPTHB, POROSU, POROST, POROSB, DSMAX, VINSTM	8 F10.0	f
28	SMMINU, SMMINT, SMMINB, XKSAT, XKSATT, XKSATB, CHANLG, C1	8 F10.0	f
29	C2, C3, C4, C5, C10, C11, C12, C13	8.F10.0	f
30	C14, C15, C16, C17	4 F10.0	
31	CH1, CH2, CH3	3 F10.0	f

COMENTÁRIOS

QUADRO III-c2

- a - CARTÕES OMITIDOS QUANDO ITAPE = 0
- b - CARTÕES QUE DEVEM SER REPETIDOS CADA MÊS
- c - CARTÕES OMITIDOS QUANDO IOPT7 = 0
- d - CARTÕES OMITIDOS QUANDO IRECOD(I) = 0
- e - CARTÕES OMITIDOS QUANDO IOPT7 = 1
- f - CARTÕES OMITIDOS QUANDO NEWVAL(M) = 0 (no mês de outubro do primeiro ano processado os cartões não devem ser omitidos)
- g - CARTÕES OMITIDOS QUANDO IOPT1 = 0
- i - CARTÕES OMITIDOS QUANDO IOPT1 E IOPT4 = 0
- k - CARTÃO NEWVAL NÃO PODE SER NULO, EXCETO QUANDO SOMENTE UM SEGMENTO É ENVOLVIDO.

Apesar da quantidade de cartões de dados, o número de variáveis que sofrem ajuste é pequeno, possibilitando uma rápida utilização do modelo. No modelo em questão temos trinta e cinco variáveis fixas, das quais vinte e quatro são comandos do programa e as onze restantes são dados da bacia. As variáveis não fixas totalizam cinquenta e sete, das quais oito são comandos do programa, oito são os valores iniciais, vinte e um são medidos, e as dezoito restantes ajustadas. Para melhor entendimento das variáveis de entrada constantes nos quadros III-c1 e III-c2 serão apresentados a seguir comentários a respeito de algumas delas. Os dois grupos mencionados são apresentados de maneira sequencial no quadro III-c3.

DVD - Vazão limite para utilização das curvas de distribuição espacial, dada em polegadas. De início pode ser difícil avaliar seu valor, porém após a primeira corrida do programa podemos observar nas tabelas impressas pelo computador, qual o valor em polegadas que caracteriza o escoamento base e a partir daí avaliar o valor de DVD facilmente. Cada mês pode ter um valor diferente, caso seja necessário.

POTEVV(L) - Quando forem utilizados dados de evaporação diária, devemos incluir a transpiração vegetal nos valores de POTEVV(L). Caso seja usada a tabela de transpiração do item II-b os valores de C podem ser incluído em PANFAC ou nos próprios valores de POTEVV(L). A utilização de evaporação diária exige que IOPT7 = 1

e por conseguinte exclui os cartões SCRAP(M) e TRANPO(M).

CHUVA,NÍVEL - Os cartões que fornecem os dados de chuva e nível d'água podem apresentar algumas dúvidas e por isso serão explicados em detalhe. O formato usado é lido como MAT e deve abranger as variáveis do cartão de chuva ou nível d'água. Nos 6 primeiros campos do cartão devem estar o mês, dia e ano, todos com 2 dígitos cada um. Em seguida é dada a sequência de hora e o valor do evento, sendo os dois últimos campos reservados para o flag indicativo de média diária, MDF. No caso do evento ser chuva os dois últimos campos são vazios, porém quando tratar de nível d'água médio diário, o último campo é preenchido com \$. Quando os níveis d'água forem dados por médias diárias, no espaço das horas é colocado o dia. É preciso que o primeiro dia especificado seja igual ao dia colocado junto do mês e do ano. Pode-se misturar cartões com dados instantâneos e cartões com dados diários. Quando um evento começar em um dia e terminar no outro, o cartão relativo ao primeiro dia deve terminar com 2400 horas e o cartão seguinte começar com o início do segundo dia. A subrotina que trata os dados de chuva e nível d'água interpola linearmente os dados lidos.

VALORES INICIAIS DO SOLO - Muita atenção deve ser dada aos valores iniciais, principalmente ao TIZSI, BIZI, GWSI. Nenhuma regra prática existe para sua avaliação. GWSI pode ser estimado pela sondagem e observações na bacia em estudo.

No programa é calculado os valores máximos e mínimos dos reservatórios do solo, e caso os valores iniciais não estejam dentro dos limites, uma mensagem é enviada e automaticamente os valores iniciais são corrigidos.

VALORES MÁXIMOS E MÍNIMOS DO SOLO - As dimensões dos reservatórios do solo são caracterizadas por 3 parâmetros, profundidade, porosidade e umidade mínima. Assim sendo os valores máximo e mínimo são determinados pelos produtos da profundidade pela porosidade e umidade mínima respectivamente. Para o parâmetro VTZST, ver figuras III-c1 e III-c2, que apresentam a variação da recarga do escoamento superficial para valores de VTZST.

APERVS - A estimativa, mediante uso de plantas aerofotogramétricas, da área impermeável conduz a valores superestimados. Tanto porque dentro da área tomada como impermeável parte funciona como solo sujeito a infiltração, como também porque parte desta área tem em geral retenção superficial e está sujeito a evaporação. Assim o valor da área impermeável e por conseguinte APERVS necessita uma pequena correção. O próprio modelo considera a majoração de APERVS por si só através de uma curva proposta por Crawford (1966), apresentada na figura III-c3.

DEPTH's - Os parâmetros de profundidade dos solos são avaliados por sondagens na bacia, pois os reservatórios do solo procuram

simular as diversas camadas de um solo residual.

POROS's - Da sondagem realizada são coletadas amostras para ensaios de laboratório. Assim podemos avaliar a porosidade das três camadas consideradas.

SMMIN's - Essas variáveis representam o grau de saturação mínimo das camadas do solo. Ao se fazer o ensaio de permeabilidade da camada, pode-se determinar o grau de saturação abaixo do qual cessa o movimento de água na camada sem reabastecimento. A variação da permeabilidade com o grau de saturação mínima está representada na figura III-c4, onde pode-se observar a mudança de inclinação das curvas em torno do ponto $K(\theta) = 1$.

XKSAT's - Ensaios de permeabilidade nas amostras da sondagem permitam avaliar os valores de XKSAT's. Como guia apresentamos a tabela III-cl. Para o parâmetro XKSAT, ver figuras III-c5 e III-c6 onde pode-se observar a variação da curva de infiltração para valores da permeabilidade do solo superior.

DSMAX - No item II-d é discutido uma metodologia para avaliação de tal parâmetro.

VINSTM - No item II-a, estão discutidos métodos e quadros para a valiação de valor da intercepção máxima. Se levarmos em conta que dentro da área considerada pelo parâmetro APLANT existem constru

ções que de certa maneira podem funcionar como interceptor de chuva, é justo que o valor de VINSTM ajustado seja maior que o valor esperado por sua definição física de interceptor vegetal. Este fato não invalida a conceituação física deste parâmetro e dá ao modelo maior versatilidade.

C1, C2 - São os dois parâmetros da equação (II-54) de infiltração de Holtan, cuja avaliação pode ser precedida por um ensaio de campo com infiltômetros. Podemos estima-los considerando que $C1 = 0.62 b$, onde b é apresentado na tabela II-f1; e $C2$ é tomado como 1.387.

Devido a importância da equação de infiltração, foram construídas diversas curvas, apresentadas nas figuras III-c5 e III-c6, que ilustram a variação da curva da infiltração potencial para solos inicialmente secos, de diferentes coberturas vegetal e diferentes permeabilidades, sendo todos eles sujeitos a uma chuva uniforme de intensidade igual a 6 pol/h e de duração de 1 e 2 horas. Foi suposto a porosidade do solo superficial igual a 0.5 e profundidade igual a 10 polegadas. Abaixo deste solo superficial foi suposto a existência de uma camada impermeável. Pelas figuras podemos notar um grupo de curvas de infiltração potencial de solos que não atingem a saturação total e outro grupo que devido a maior duração da chuva atinge esse limite. As onze curvas apresentadas esclarecem a influência de alguns valores de $C1$ e $XKSAT$ para diversos casos estudados de infiltração.

C3, C4, C5 - A equação (II-63) que rege o movimento da água no solo não saturado, apresentada no item II-g, é função da capilaridade potencial. Consideramos as curvas de capilaridade potencial como uma família de curvas na qual seleciona-se uma delas através dos parâmetros C3, C4 e C5. Se considerarmos que a escolha de uma curva da família possa ser feita pela granulometria do material da camada considerada no solo, podemos com um só parâmetro caracterizar a curva de capilaridade potencial para esta camada. Assim os parâmetros C3, C4 e C5 relativos aos solos superiores, intermediário superior e intermediário inferior respectivamente, expressam o valor da capilaridade potencial para um grau de saturação igual a 0.3, conforme ilustra a figura II-g2.

C10, C16 - Esses parâmetros referem-se a equação (II-40) que rege a entrada de água no reservatório do escoamento subsuperficial, apresentada no item II-e.

Supondo os reservatórios superior do solo com uma efluência constante e igual a $1 \text{ pol}/\Delta t$ durante um período de $20 \Delta t$, podemos ilustrar a variação do acúmulo de água no reservatório do escoamento subsuperficial com a variação dos parâmetros C10 e C16, conforme as figuras III-c1 e III-c2.

C14 - Vimos anteriormente a variação da afluência ao reservatório do escoamento subsuperficial. O parâmetro C14 rege a equação de efluência deste reservatório conforme discussão do item II-e. Uma vez que o modelo aborda essa efluência linearmente com o volume

armazenado, as curvas da figura III-c1 e III-c2 podem ilustrar indiretamente a atuação do parâmetro C14.

Nessas figuras apresentamos também o comportamento do armazenamento do TIZ quando começa a entrada de água no reservatório subsuperficial.

C11, C12 - Os parâmetros definidores da contribuição do aquífero (equação (II-75)) são relativamente fáceis de ajustar, quer para bacias com estabilidade de nível do lençol d'água, quer para bacias com maiores flutuações na descarga base. A influência de alguns valores dos dois parâmetros na descarga base pode ser observada na figura III-c7. No caso apresentado na figura é suposto que a afluência X ao aquífero seja variável e o volume inicial no lençol seja igual a 20 polegadas.

C13 - O parâmetro C13 comanda as perdas da bacia como uma função linear do volume do aquífero, conforme foi explanado no item II-h, equação (II-69).

No caso da bacia receber águas do lençol de bacias vizinhas o parâmetro C13 pode assumir valores negativos. Nesse caso a tabela número seis impressa pelo computador, apresentará o reservatório das perdas (UNDFLO) no fim de cada dia do mês, com um volume negativo. O parâmetro C13 só deverá ser usado quando efetivamente ficar comprovado uma perda ou ganho

de água na bacia em estudo.

C15 - Parâmetro que comanda a variação de áreas contribuintes para as depressões e para o canal (equação II-39), explanado no item II-d. A figura II-d3 apresenta a utilização do parâmetro C15 como sendo 1.62 para representar uma bacia estudada por Claborn.

Na figura III-c8 é apresentada uma família de curvas para ilustrar a variação das áreas permeáveis tipo A e B com o parâmetro C15.

C17 - Conforme exposto no item II-g, a equação de Irmay foi usada para representar a variação da permeabilidade com o grau de saturação. O parâmetro C17 atua como expoente na equação (II-67) e sua variação ocasiona as diversas curvas apresentadas na figura III-c4, onde pode-se notar a mudança na inclinação das curvas em torno de $K(\theta) = 1$.

CH1, CH2, CH3 - Uma vez que são fornecidos dados medidos de nível d'água como entrada, é necessário que o programa use uma função de correlação tipo "curva-chave" para a determinação das vazões. O modelo utiliza uma correlação polinomial do tipo;

$$Q = CH1 (NA)^2 + CH2 (NA) + CH3 \quad (III-c1)$$

onde:

Q - vazão em M^3/S .

CH's - parâmetros de entrada

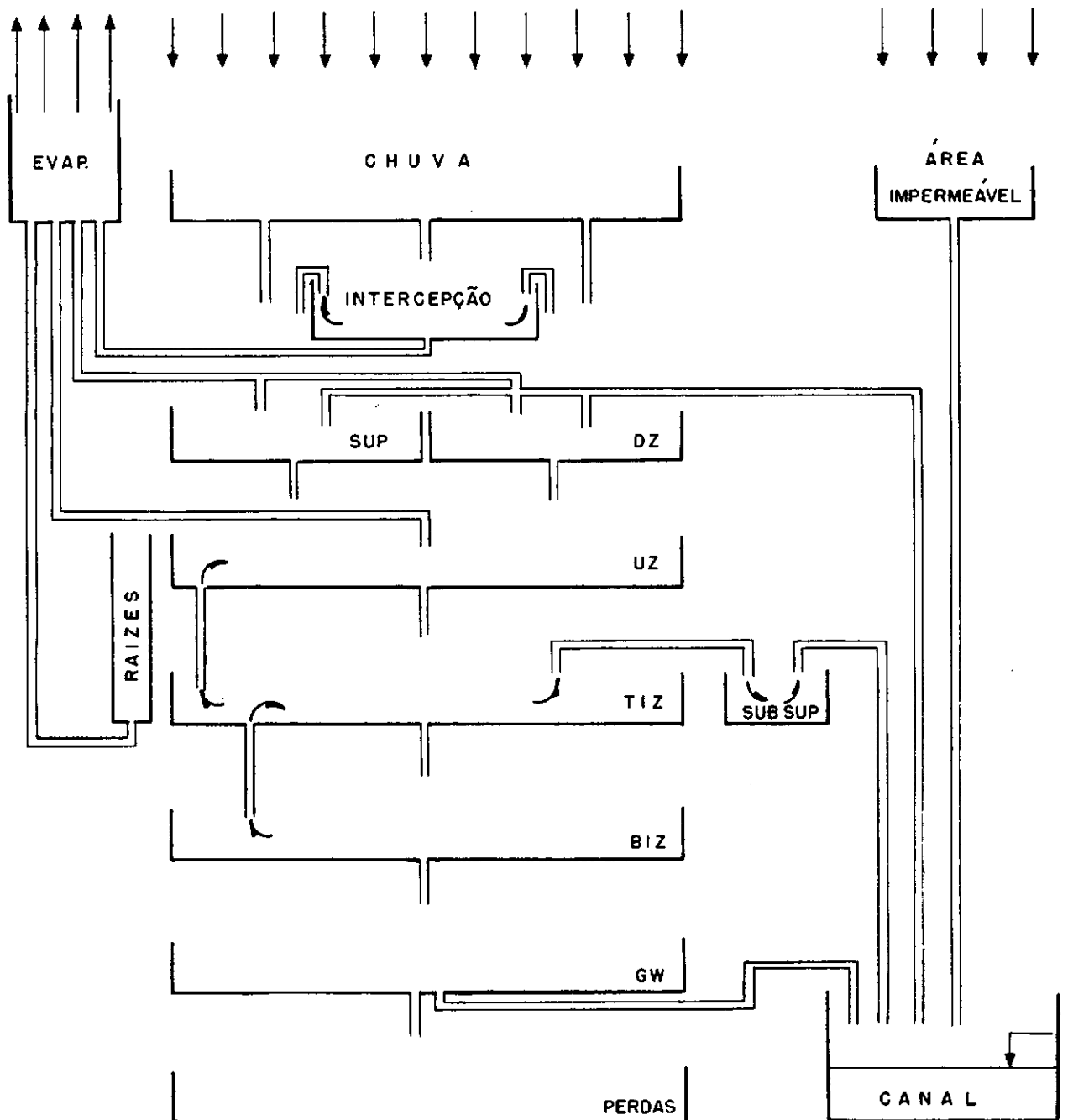
NA - nível d'água em metros.

Para representar alterações na seção de medição e conseqüente alterações na "curva-chave", é possível variar os parâmetros CH's cada mês, caso haja necessidade.

III-d) O PROGRAMA FORTRAN DE COMPUTADOR

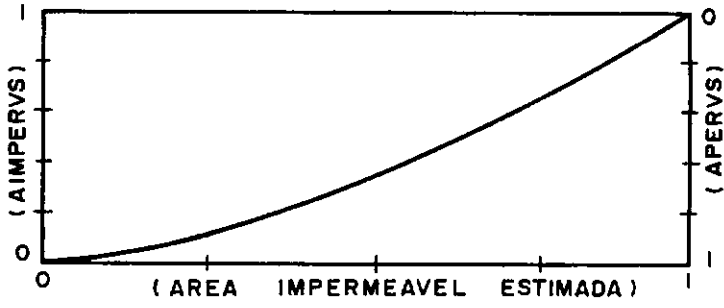
O esquema mostrado na figura III-al apresenta os diversos reservatórios do modelo pelos quais o programa de computador simula a passagem de água. Para melhor compreensão na ordem de passagem pelos reservatórios apresentamos no quadro III-d1 a seqüência computacional das entradas e saídas nos diversos reservatórios.

O quadro III-d2 apresenta o diagrama de fluxo da infiltração no modelo conforme discussão no item II-f, em seguida um fluxograma resumido de todo modelo é apresentado no quadro III-d3. A listagem FORTRAN encontra-se no apêndice.

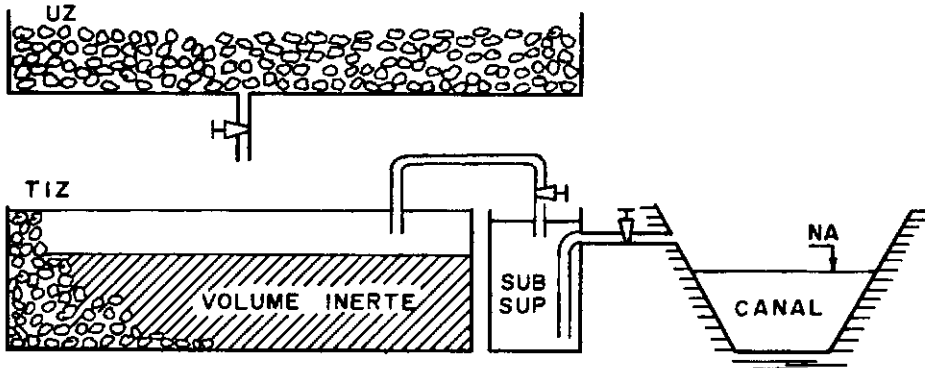


ESQUEMA DOS RESERVATÓRIOS DO MODELO

FIGURA III - a 1

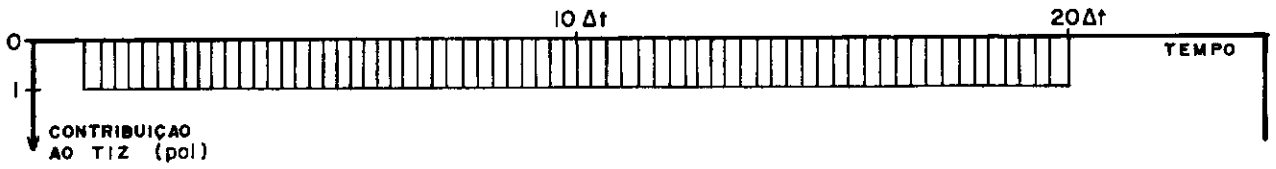


VARIAÇÃO DA AREA PERMEAVEL
FIGURA III - C3

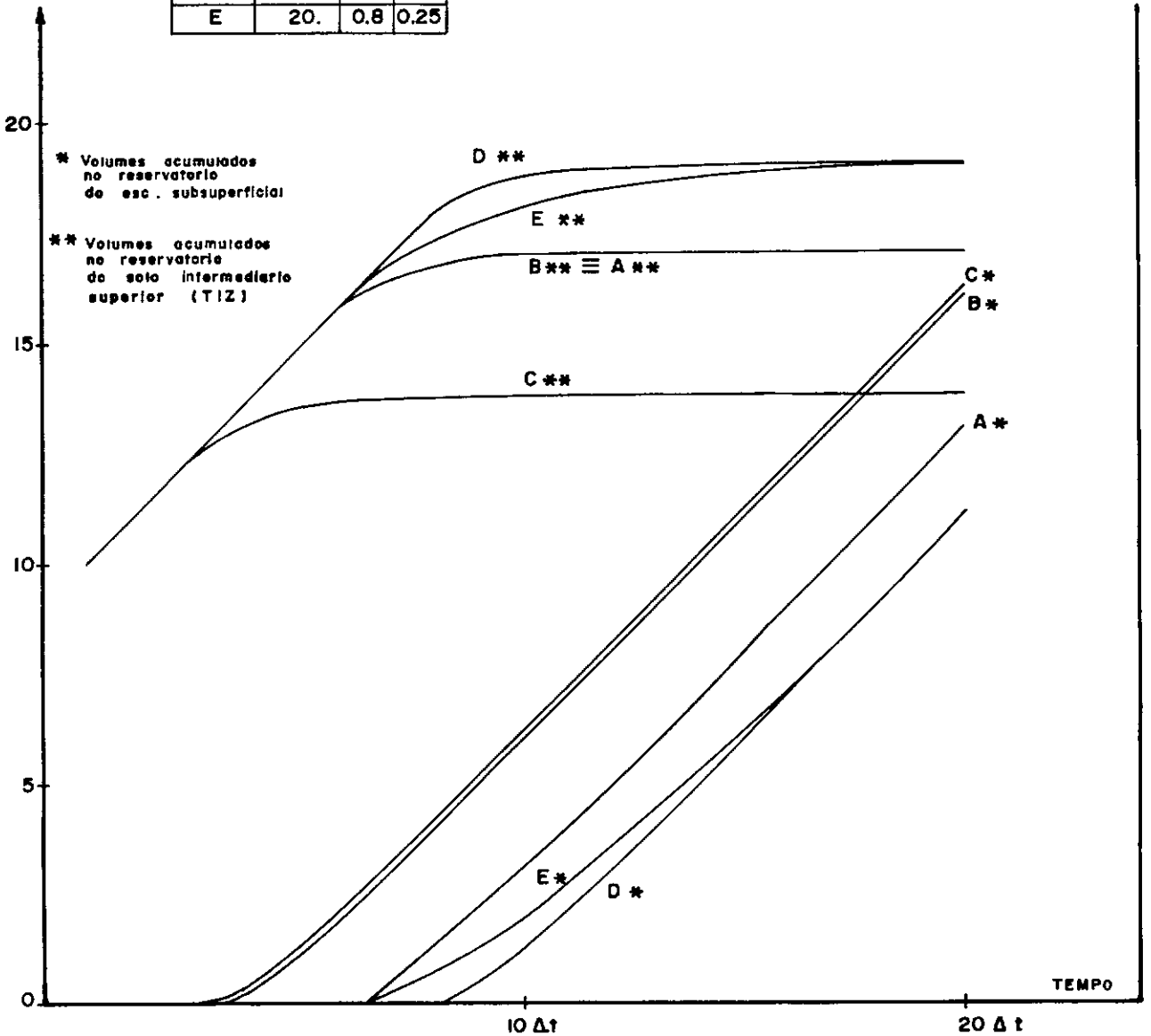


ESQUEMA DO FUNCIONAMENTO DO RESERVATÓRIO
DO ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL

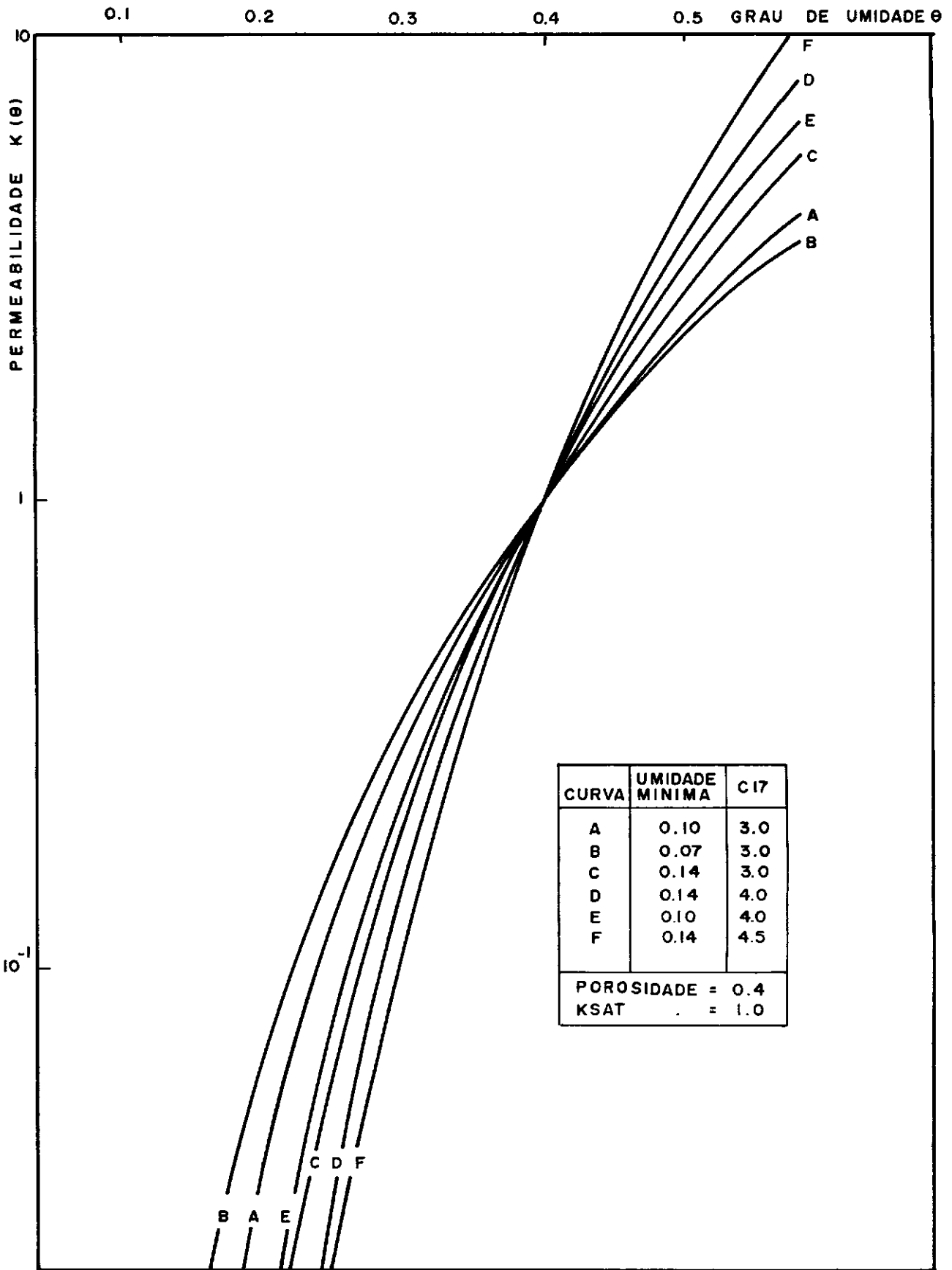
FIGURA III - C1



CURVA	VTZST	C10	C16
A	20.	0.8	0.5
B	20.	0.8	0.5
C	16.	0.8	0.5
D	20.	0.9	0.5
E	20.	0.8	0.25

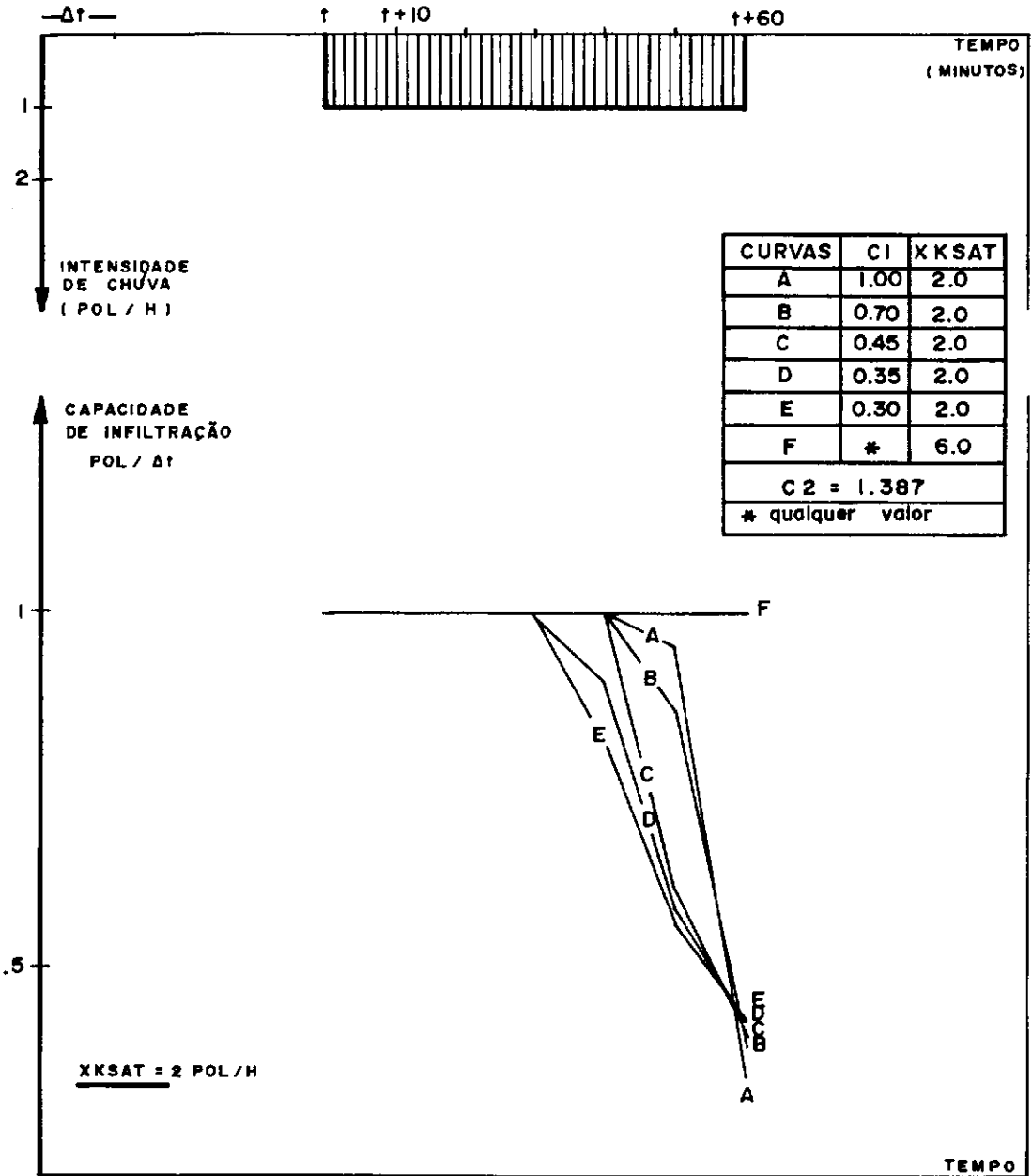
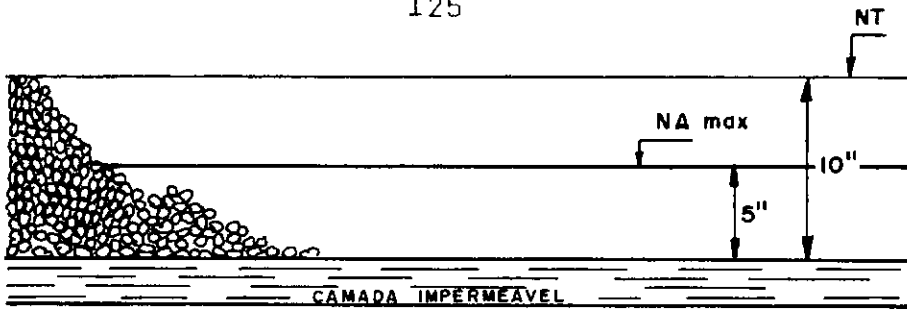


VARIAÇÃO DA RECARGA DO RESERVATORIO DO ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL
 FIGURA III - C2

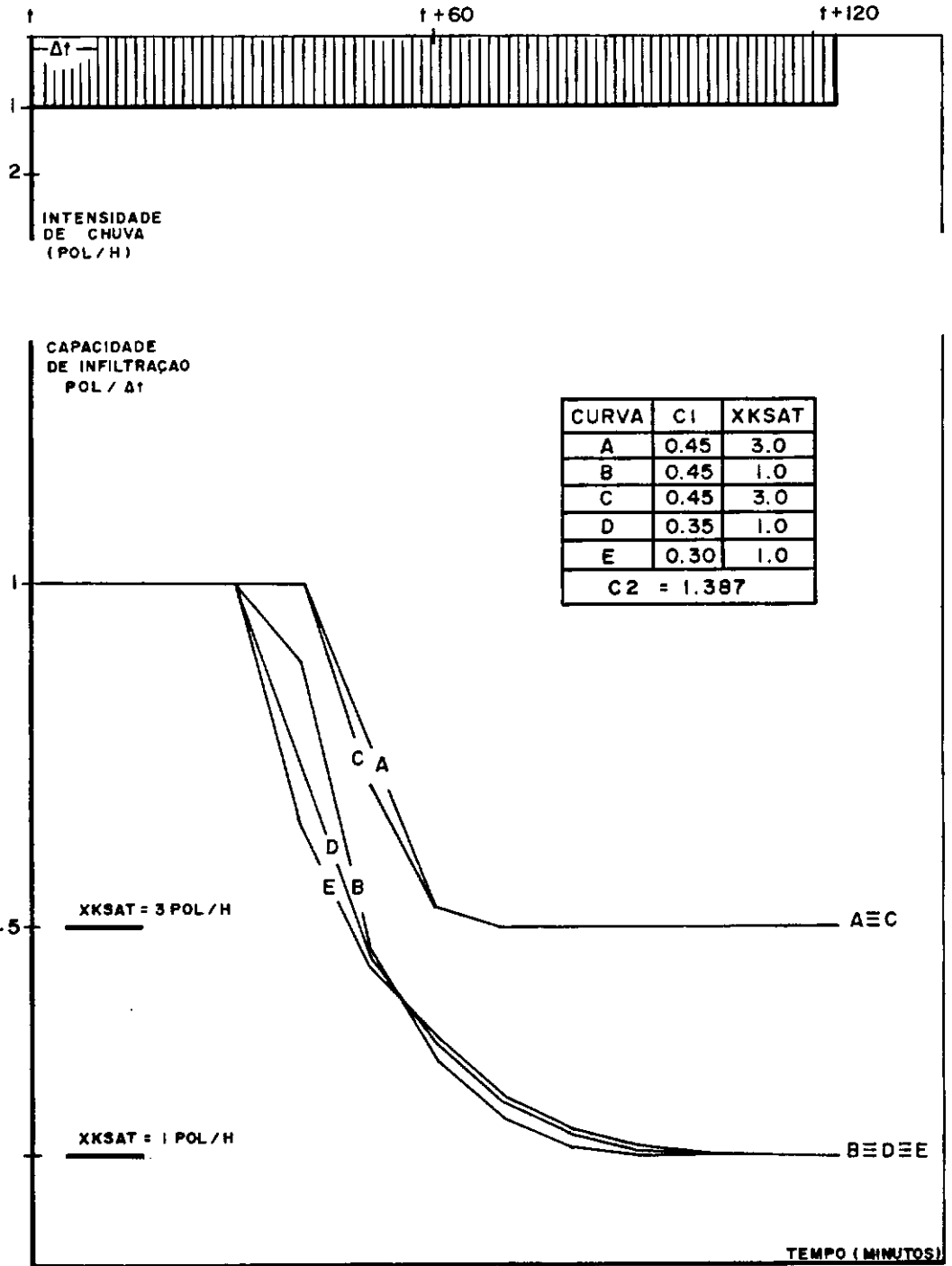


VARIAÇÃO DA PERMEABILIDADE COM O GRAU DE UMIDADE DO SOLO

FIGURA III - C4

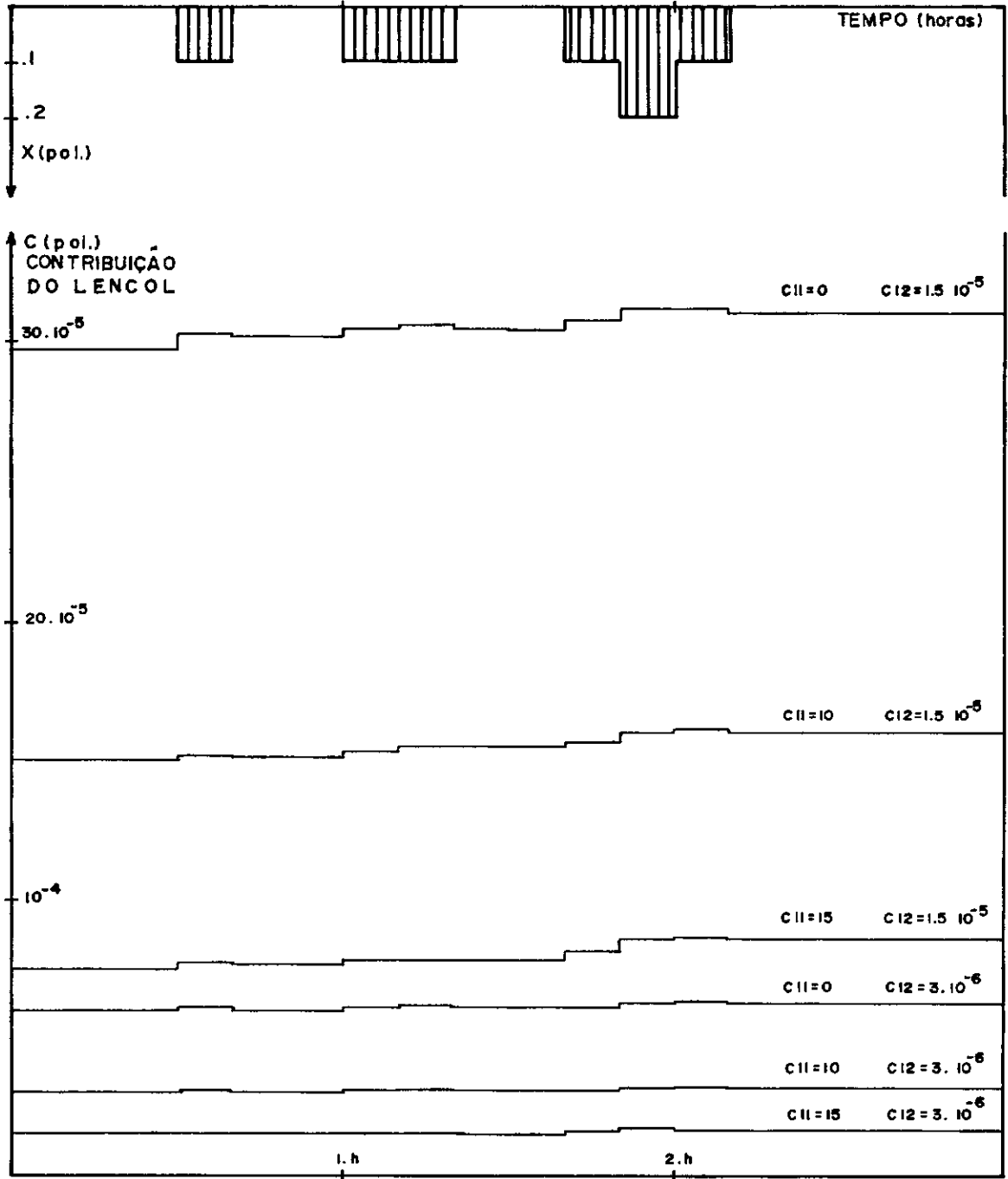
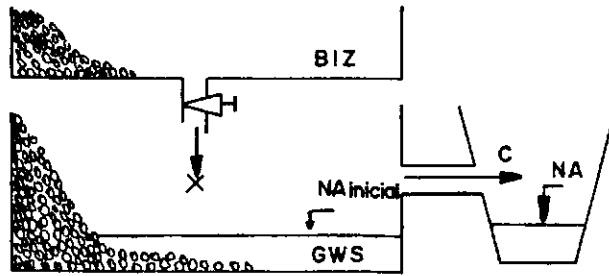


VARIAÇÃO DAS CURVAS DE INFILTRAÇÃO
 FIGURA III - C5



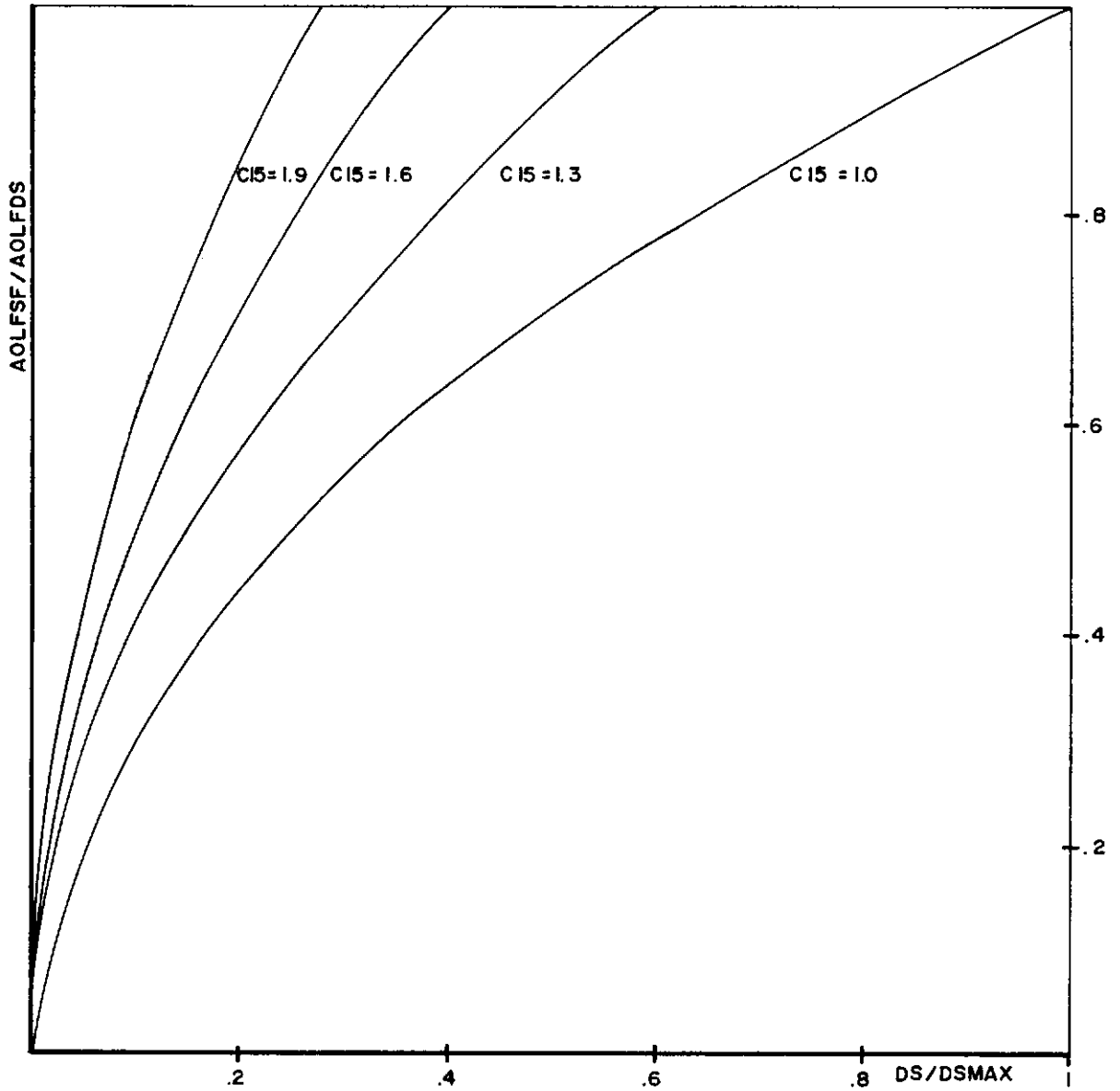
VARIAÇÃO DAS CURVAS DE INFILTRAÇÃO

FIGURA III - C6



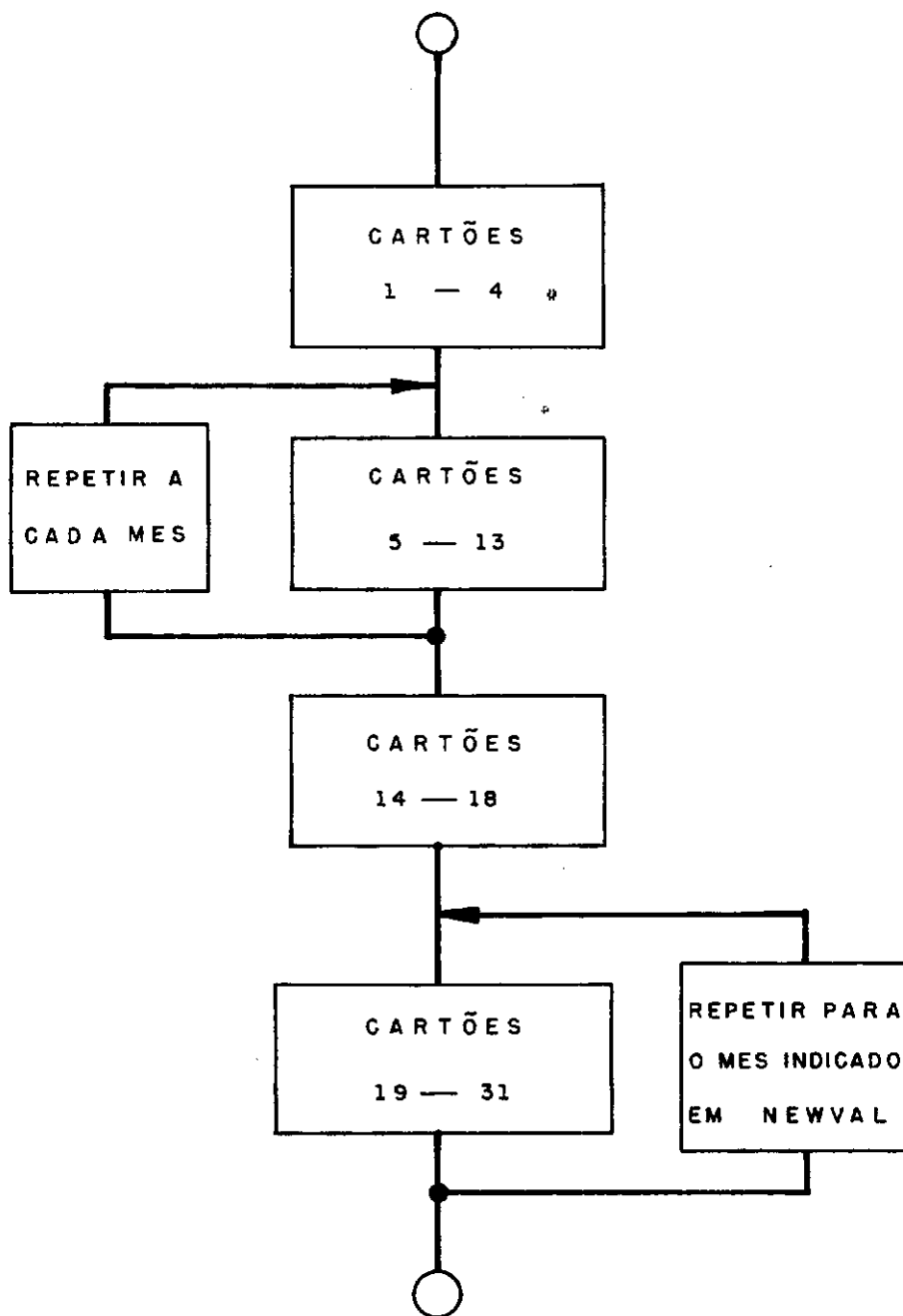
VARIAÇÃO DO VOLUME EFLUENTE DO AQUIFERO COM OS PARÂMETROS C_{11} E C_{12}

FIGURA III - C7



INFLUÊNCIA DO PARAMETRO C15 NA VARIAÇÃO DAS
 ÁREAS CONTRIBUINTES PARA AS DEPRESSÕES E
 PARA O CANAL.

FIGURA III- c 8



ESQUEMA SEQUENCIAL DAS ENTRADAS

QUADRO III - c 3

S O L O	XKSAT's (po1/h)
AREIAS	> 0.75
AREIAS SILTOSAS	0.35 - 0.75
LOAMS	0.15 - 0.35
ARGILAS SILTOSAS	0.03 - 0.15
ARGILAS	< 0.03

VALORES DE PERMEABILIDADE PARA DIVERSOS SOLOS

TABELA III-c1

NUMERO DE ORDEM	SAÍDA DO RESERVATÓRIO	ENTRADA NO RESERVATÓRIO
1	Chuva	Canal
2	Chuva	Intercepção
3 *	Chuva	Esc. Superficial
3 *	Chuva	Depressões
4 *	Esc. Superficial	UZ
4 *	Esc. Superficial	TIZ
5 *	Depressões	UZ
5 *	Depressões	TIZ
6	Esc. Superficial	Canal
7	Esc. Superficial	Depressões
8	Depressões	Canal
9 *	TIZ	UZ
9 *	UZ	TIZ
10	TIZ	Esc. Subsuperficial
11 *	BIZ	TIZ
11 *	TIZ	BIZ
12	BIZ	Aquífero
13	Aquífero	Canal
14	Aquífero	Perdas da Bacia
15	Esc. Subsuperficial	Canal
16	Intercepção	Evaporação
17	Esc. Superficial	Evaporação
18	Depressão	Evaporação
19,20,21 *	UZ	Evaporação
22	TIZ	Evaporação
23	Evaporação	Atmosfera

SEQUÊNCIA DE ENTRADA E SAÍDA NOS DIVERSOS RESERVATÓRIOS

- (*) Os números de ordem refletem a sequência em que é feita a transferência de água. No caso dos números de ordem 3, 4, 5, 9 e 11, que são repetidos, a transferência de água dos diversos reservatórios é feita simultaneamente. No caso dos números de ordem 19, 20 e 21, que são colocados numa mesma linha, a transferência é repetida para cada número de ordem.

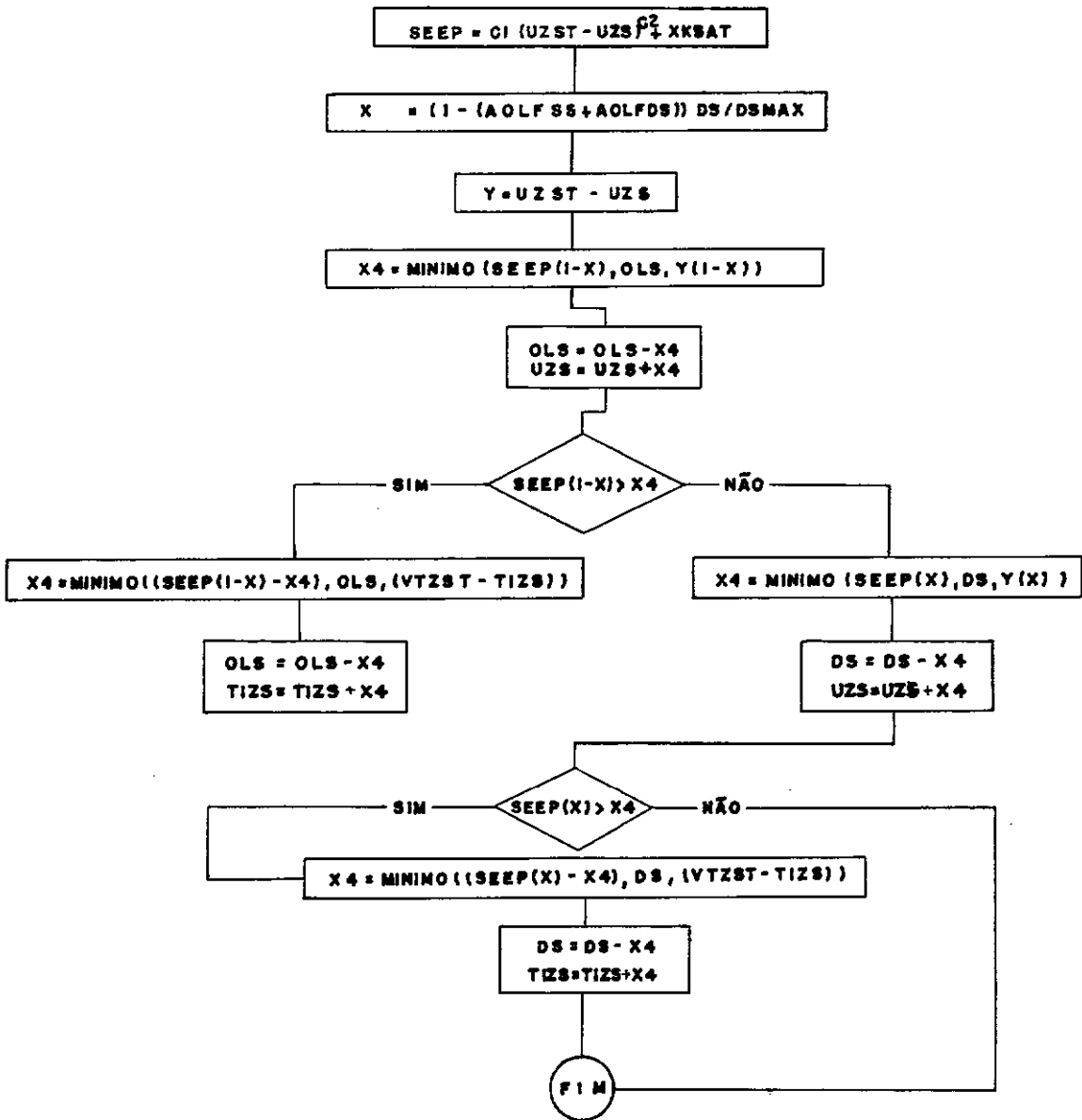
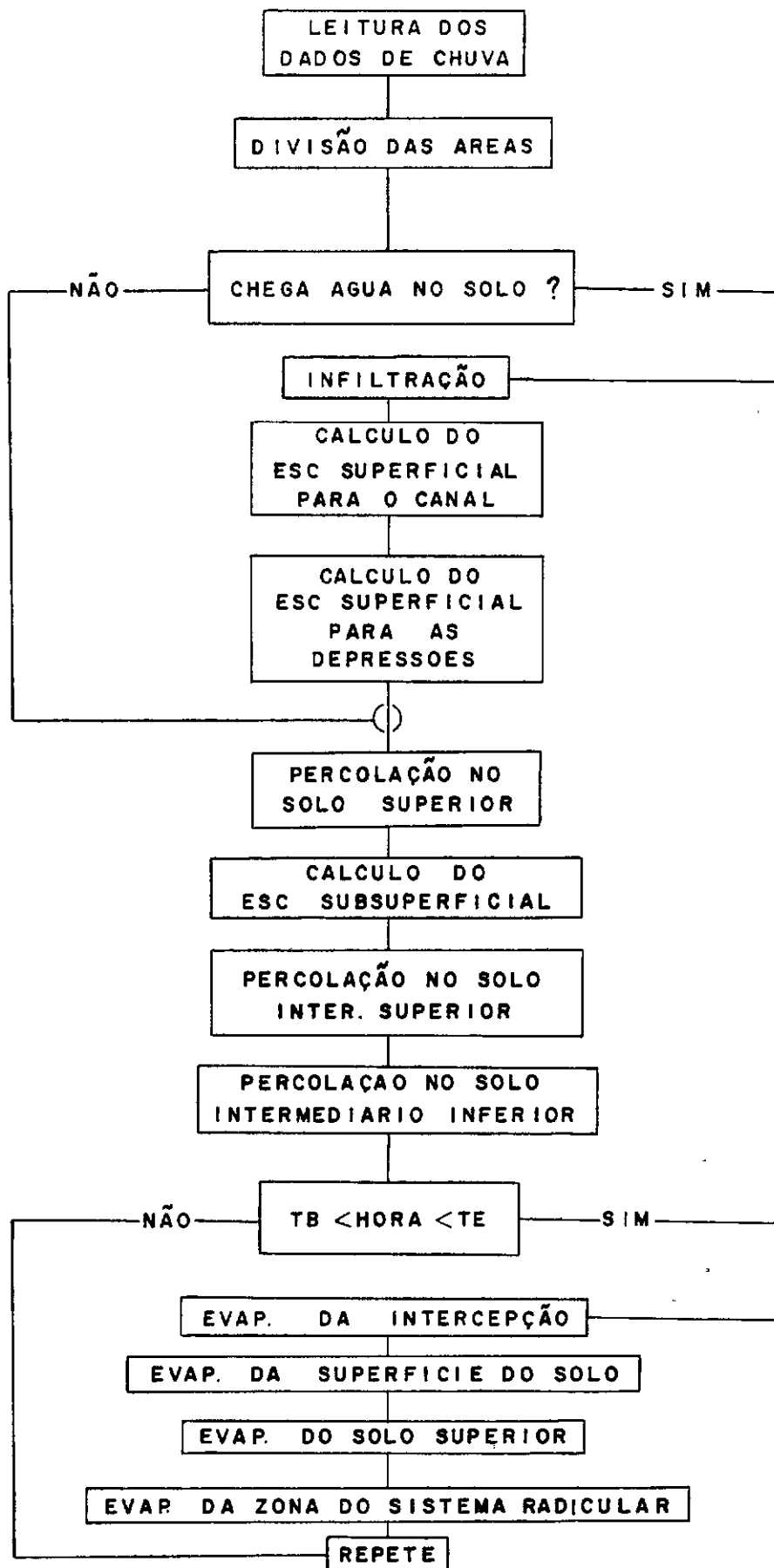


DIAGRAMA DE FLUXO DA INFILTRAÇÃO

QUADRO III-d2



FLUXOGRAMA GERAL
QUADRO III - d3

IV APLICAÇÃO A BACIA HIDROGRÁFICA DOS RIOS TINDIBA - COVANCA

IV-a) CONSIDERAÇÕES GERAIS

Com intuito de exemplificar a utilização do modelo hidrológico em questão, procedeu-se um estudo de aplicação do modelo a bacia do rio Tindiba-Covanca situado na região centro do Estado da Guanabara. A bacia apresenta cerca de 40% de sua área urbanizada, 50% como área rural e os restantes 10% como área de montanhas sem qualquer urbanização.

A bacia foi percorrida em detalhe e caracterizada sua cobertura vegetal, topografia e seu sistema de drenagem superficial. Localizada na região central da Guanabara está cadastrada sobre um mapa aerofotogramétrico na escala de 1:50,00 cujo vôo foi realizado em 1969. Da planta mencionada foi possível caracterizar as áreas urbanizadas e as áreas rurais, bem como estimar o comprimento e a distribuição do sistema de drenagem, conforme a figura IV-a1.

A extinta SURSAN colaborou em nossos trabalhos com o cadastramento completo da região, para o ano de 1969, ano em que foi efetuado a simulação.

Tendo em base o trabalho fornecido pela SURSAN, foram caracterizados alguns parâmetros de entrada

tais como o comprimento do escoamento superficial, sua declividade e os caminhos preferenciais superficiais. Assim, foi possível construir o histograma "Time-Delay" de acordo com as discussões do item II-i, cujos resultados estão mencionados no item IV-d. As demais informações necessárias foram complementadas quando das inspeções in loco, e com os dados obtidos no Departamento de Pedologia do Ministério da Agricultura no Jardim Botânico, GB.

IV-b) CLIMA E VEGETAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA

O relevo do maciço litorâneo da Guanabara determinam condições especiais para a formação de microclimas em suas baixadas.

Devido a situação do litoral Guanabarino, que toma a direção leste-oeste, o Estado fica sujeito a penetrações de ventos polares, procedentes de anticiclones frios, ocasionando quedas bruscas de temperatura e ocorrências de chuvas frontais, conforme estudos realizados pelo Ministério da Agricultura. A ocorrência de chuvas convectivas também é intensa.

Quanto a predominância de massas de ar, no verão é acentuado o domínio das massas Tropical Continental, enquanto no inverno é mais frequente a ocorrência de massas Tropical Atlântica.

Uma das três baixadas do Estado é a de Jacarepaguá, onde situa-se a bacia hidrográfica em estudo, que encontra-se entre os maciços da Pedra Branca e da Tijuca e apresenta junto ao litoral trechos pantanosos, dependentes de a t^êrro, e mais ao interior um solo mais consistente.

A vegetação da área da bacia é bastante diversificada. Encontra-se na região pequenas plantações de agrião perto da calha fluvial do rio Tindiba. Na zona montanhosa encontra-se uma vegetação mais densa constituída de árvores, arbustos e capim. Na área da vegetação da bacia podemos estimar a distribuição dos tipos de vegetação como sendo; 35% com árvores e arbustos, 40% com capim alto, 20% com ervas daninhas, 5% com plantações de agrião.

A distribuição de chuvas, devido a formação de microclimas, não é uniforme na bacia. O posto pluviográfico existente na região, "P-10, Florianópolis", encontra-se hoje em estado de conservação regular com os dados fornecidos pela SURSAN considerados satisfatórios. Os registros de chuva do posto climatológico "C-7, Jacarepaguá", não apresentam-se em boas condições porém podemos observar a não uniformidade na distribuição espacial das chuvas na bacia ao comparar os registros dos dois postos.

A única estação climatológica na baixada de Jacarepaguá, com registros de 1946 a 1970, está localizada na praça da Taquara e forneceu os dados para o estudo feito pelo Departamento de Agricultura do Ministério da Agricultura cujos resultados estão resumidos no quadro IV-b1, na figura IV-b1 e IV-b2.

Quanto aos dados de evaporação para a simulação, o posto climatológico "C-7, Jacarepaguá" apresenta um registro para os anos de 1969 e 1970 sem confiabilidade e por isso foram substituídos pelos dados de evaporação potencial de um posto a oito quilômetros da bacia que apresenta dados mais consistentes de uma região com clima semelhante a bacia em estudo.

Quanto aos dados característicos do solo da região, a inexistência de sondagens na região levou-nos a investigar o perfil da matriz do solo e cortes de encostas e obras de construção civil. Informações pessoais no Departamento de Estrada de Rodagem da GB e no Departamento de Pedologia do Jardim Botânico, permitiram considerar o solo da região como sendo uniforme em toda região da bacia e assim sendo foram coletadas amostras de solo em dois locais sendo uma amostra do vale e outra da montanha e tomadas como representativas de toda a região.

Para estudos posteriores, poderá ser utilizado os trabalhos que o Ministério da Agricultura publicará no início de 1975 sobre o solo do Estado da Guanabara.

IV-c) SISTEMA DE DRENAGEM DA BACIA HIDROGRÁFICA

O rio Tindiba em sua cabeceira apresenta uma profundidade bastante reduzida e corre por vezes em condutos de esgôto. Mais a jusante após encontrar-se com o rio Covanca torna-se mais volumoso correndo em leito natural até de saguar no rio Grande.

Os dados linigráficos existentes são provenientes de um só posto de observação "F-11, Av. Industriários", fornecidos pela SURSAN. Na presente data o posto linigráfico encontra-se em bom estado de conservação e localização, porém uma análise dos linígrafos indicou períodos com defeitos no aparelho.

A curva-chave para o posto "F-11, Florianópolis" foi derivada com a utilização de um programa de correlação exponencial e polinomial. Foram desprezadas uma série de medições de vazão que apresentavam grande dispersão na relação cota-largura do canal, e com os demais pontos foi feita uma correlação polinomial de segunda ordem entre a cota e va -

ção. Os valores dos coeficientes desta correlação estão apresentados no ítem IV-d.

IV-d) RESULTADOS

Coletadas amostras do solo superior na confluência da avenida Nelson Cardoso com avenida Cândido Benício e do solo intermediário no fim da rua Barão, procedeu-se os ensaios para determinação de XKSAT, POROSU, SMMINU e da curva granulométrica, apresentadas nas figuras IV-d1 e IV-d2. Utilizando escavações de obras de construção civil foi possível também avaliar as profundidades das diversas camadas do solo da bacia em estudo. Todos esses resultados foram utilizados no modelo e constam da tabela IV-d1.

Pelas tabelas impressas pelo computador, mencionadas no ítem III-c, podemos observar os efeitos na alteração de cada variável de entrada, e proceder o ajuste de alguns dos parâmetros que aparecem no quadro III-c2. No capítulo III foi enfatizado a necessidade de um ajuste que conduza a valores adequados tanto na hidrógrafa resultante como nas suas diversas componentes. O acompanhamento das diversas tabelas impressas pelo computador visa conduzir o ajuste de modo que evitemos valores que mascarem os resultados. As tabelas que auxiliam o usuário no período de ajustamento do modelo serão descritas com maior detalhe neste capítulo.

A terceira tabela, apresentada no quadro IV-d1, mostra o balanço hídrico diário nos diversos reservatórios do modelo com valores em polegadas. Através desta tabela podemos analisar o comportamento dos reservatórios e determinar aonde é necessário atuar para obter-se o efeito desejado. Muitas vezes essa determinação não apresenta-se tão fácil: como pode parecer, pois a alteração de um parâmetro de entrada pode apresentar efeitos em diversos reservatórios e alterar substancialmente vários valores da tabela. Porém, através de tentativas podemos conseguir o efeito desejado. Nas duas últimas colunas podemos observar os resultados diários relativos a evapotranspiração. Na última coluna são apresentados os valores da evapotranspiração potencial medida e na penúltima coluna os valores simulados levando em conta as características do solo, a localização e pluviosidade da bacia hidrográfica, já que as características climáticas estão incluídas na evapotranspiração potencial.

A quarta tabela de computador, apresentada no quadro IV-d2, é bastante semelhante a terceira tabela e mostra a quantidade de água que passou pelos diversos reservatórios (coluna três) e a continuação do balanço hídrico diário para o reservatório intermediário inferior e o aquífero. Assim, a quarta tabela visa esclarecer o comportamento do modelo na vazão base, e mostrar a afluência de água no aquífero que é o último reservatório do esquema do modelo e portanto não a -

presenta nenhuma efluência a não ser diretamente para o canal .

As duas tabelas descritas fornecem a afluência volumétrica em cada reservatório, porém não esclarece diretamente os volumes acumulados nestes reservatórios, assim sendo é necessária a utilização da sexta tabela para completar a análise em questão.

A sexta tabela, apresentada no quadro IV-d3, mostra o armazenamento de água no fim de cada dia para cada reservatório. Logicamente os valores desta tabela são funções dos valores iniciais e da afluência em cada reservatório. Assim sendo essa tabela mostra a influência dos valores iniciais e complementa a análise da terceira e quarta tabela. Outro importante dado que podemos extrair desta tabela é a estabilidade volumétrica dos reservatórios do solo que deve ser maior no BIZ e AQUÍFERO e menor no TIZ e UZ. Na última coluna da tabela aparecem os valores relativos as perdas subterrâneas de água da bacia e conforme mencionamos no capítulo III, quando uma bacia receber água do lençol da bacia vizinha os valores da última coluna aparecerão negativos, indicando o ganho de água.

Essas tabelas são de grande ajuda na fase de ajustamento, porém cabe alertar que elas fornecem resultados ao fim de cada dia e que seus valores serão fortemente influenciados pela hora de início e fim da chuva. Assim sendo se

a chuva ocorrer no início do dia os valores das tabelas discutidas serão bastante diferentes daqueles decorrentes de uma mesma chuva ocorrendo no fim do dia. Esse fato poderia ser considerado se houvessem tabelas para valores após o término das chuvas, porém acarretariam grande quantidade de formulários impressos, maior tempo de computador e portanto maior custo operacional. Portanto as tres tabelas discutidas fornecerão bastante subsídios se analisadas corretamente.

A quinta tabela de computador, apresentada no quadro IV-d4, fornece as diversas componentes da hidrografa simulada diaria resultante em polegadas. Essa tabela pode ser considerada como uma tabela resumo das demais tabelas discutidas fornecendo importantes subsídios para estudos hidrológicos de pequenas bacias.

Procedido o ajuste que conduziu aos valores constantes da tabela IV-d1 foi possível observar os valores obtidos para as vazões simuladas que estão apresentados nas figuras IV - d3 , IV - d4 , IV - d5 , IV - d6 , IV - d7 e IV - d8 .

Uma grande dificuldade na aplicação do modelo foi a não uniformidade na distribuição espacial das chuvas registradas no posto "Florianópolis, conforme acusa os registros do posto "Jacarepaguá". Porém como esse último registro

não apresenta confiabilidade teve que ser abandonado e portanto ficou-se somente com os registros do posto "Florianópolis".

Foram utilizados dados com intervalo de dez minutos para a simulação e os resultados obtidos serão discutidos no ítem IV-e.

IV-e) DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A escolha da bacia hidrográfica dos rios Tindiba-Covanca, apesar de suas características gerais serem convenientes para servir de teste à simulação, apresentou a inconveniência da má distribuição espacial de chuvas, o que acarretou dificuldades na simulação. Porém pode-se notar o funcionamento do esquema do modelo em questão, principalmente na esquematização dos reservatórios do solo que foi introduzida. Analisando os quadros IV-d1, IV-d2, IV-d3 e IV-d4 pode-se observar os tres reservatórios do solo funcionando com características bastante diferentes, conforme foi preconizado no capítulo III.

O reservatório do solo superior apresenta-se com uma instabilidade volumétrica acentuada no decorrer dos tempos, refletindo uma maior concordância com as condições reais do protótipo. O reservatório do solo intermediário superior, com características bem diferentes do solo superior, apresenta uma instabilidade volumétrica menos acentuada no de -

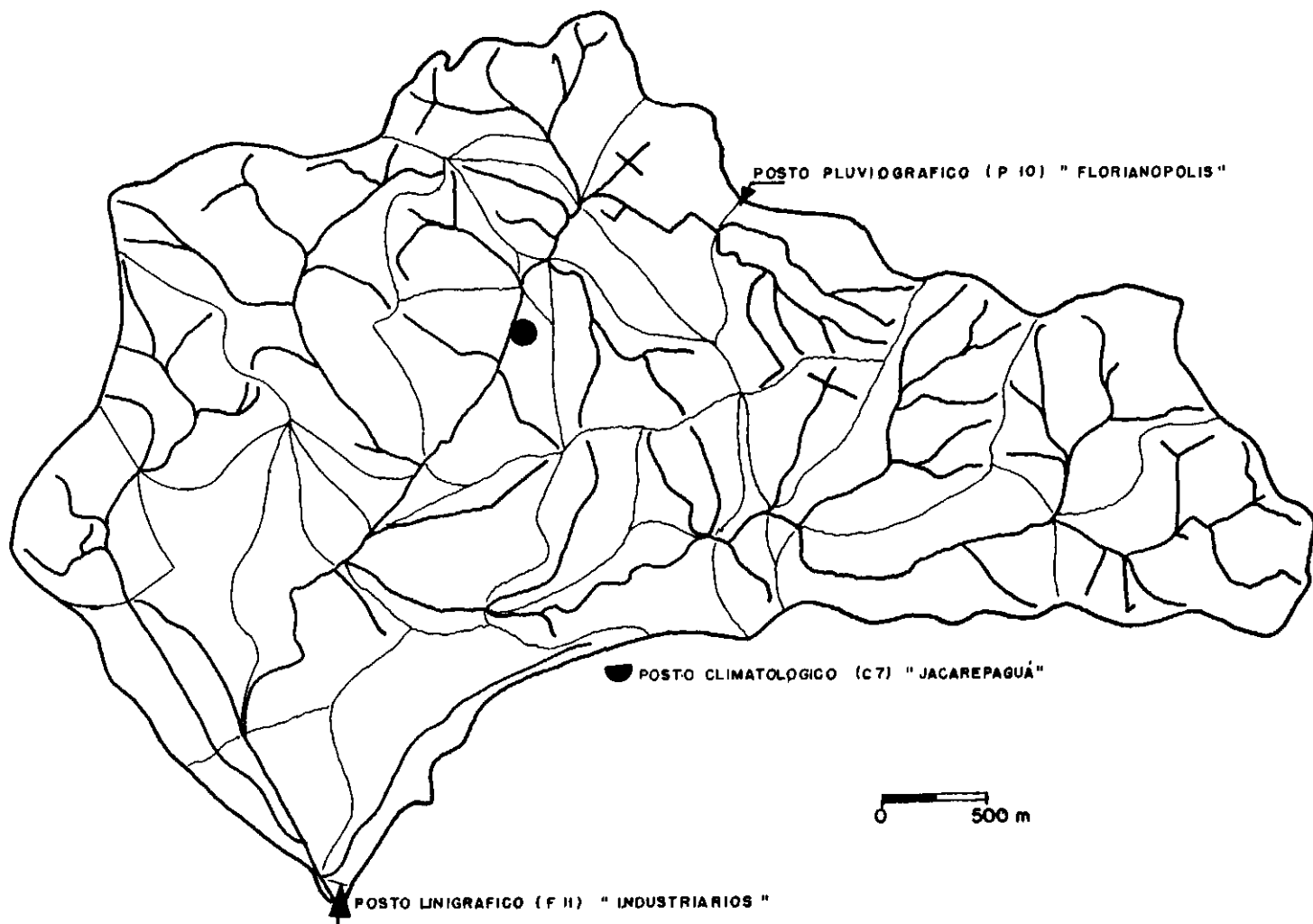
correr dos tempos acompanhando com certo atraso à pluviosidade local.

O reservatório do solo intermediário inferior, com características diferentes dos dois outros, apresenta-se com certa estabilidade no armazenamento d'água para o período chuvoso acompanhando moderadamente a pluviosidade local com um maior atraso. Esse reservatório constitui a fonte reabastecedora do reservatório do aquífero e sua introdução no esquema do modelo para tal finalidade tornou o sistema da terra mais consistente e mais representativo do fenômeno real. A intenção inicial de fazer o sistema da terra constituído de três reservatórios que funcionassem com características bem diversificadas foi conseguida conforme a discussão precedente e ilustrada nos quadros IV-d1, IV-d2, IV-d3 e IV-d4.

Dessa maneira o reservatório do aquífero ficou também com seu funcionamento alterado, acompanhando a pluviosidade local com um armazenamento mais estável no decorrer dos dias do período chuvoso.

Esses comentários do presente capítulo são puramente qualitativos, muito embora essas melhoras, apesar de somente qualitativas, serem uma razoável contribuição aos estudos de simulação hidrológica. Um estudo quantitativo das vantagens de tal abordagem poderá ser feito em bacias experimen

tais com maior diversificação e densidade de aparelhos registradores.



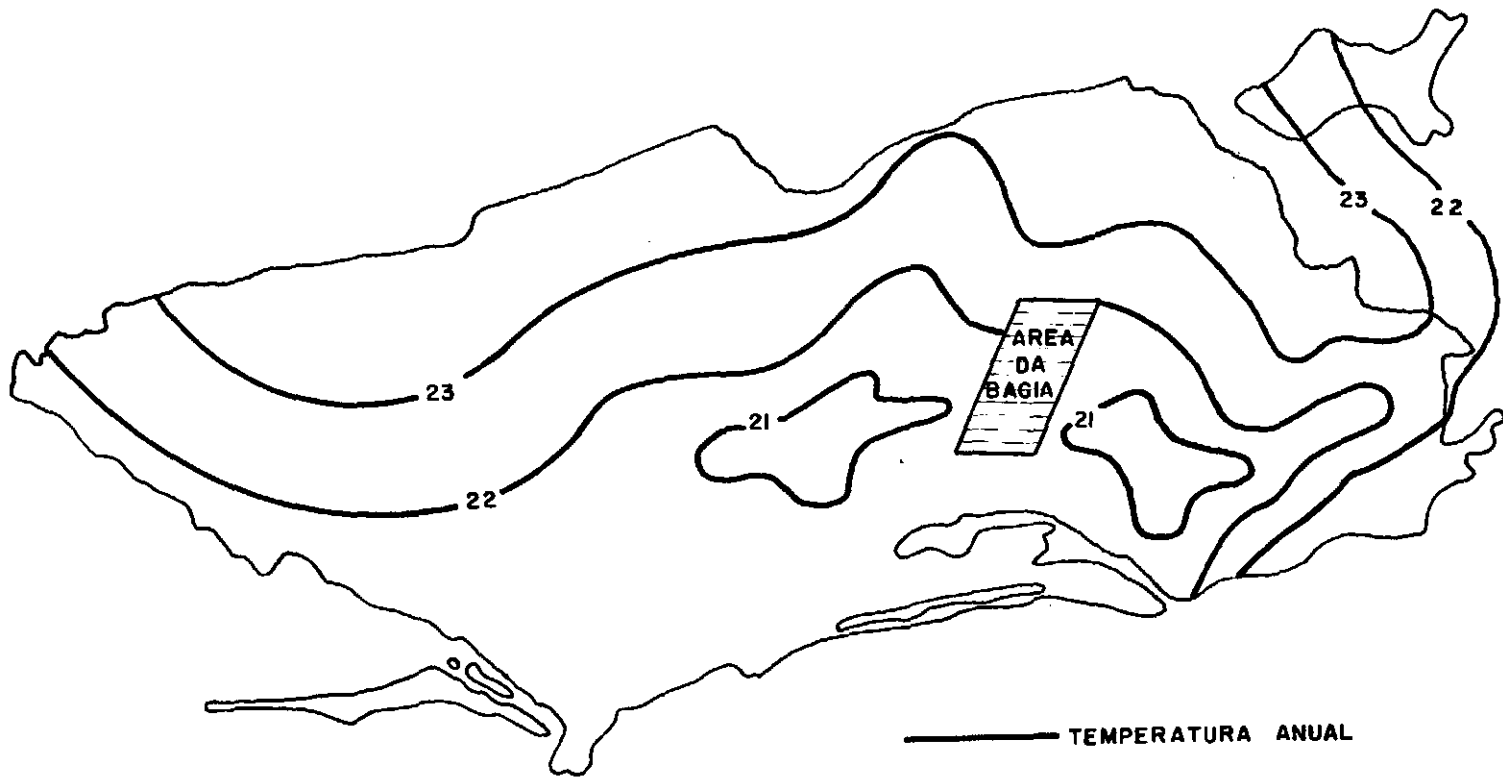
REDE DE DRENAGEM DA BACIA

FIGURA IV-01

TEMPERATURA MÉDIA ANUAL	23.1 ^o C
MÊS MAIS QUENTE	FEV.(26.3 ^o C)
PRECIPITAÇÃO MÉDIA ANUAL	1270mm
MÊS MAIS CHUVOSO	MAR.(182 mm)
MÊS MENOS CHUVOSO	JUL.(47 mm)
NÚMERO DE EVENTOS CHUVOSOS COM PRECIPITAÇÃO MAIOR QUE 0.1mm.	120
VARIAÇÃO DE UMIDADE	78% - 86%
MESES MAIS UMIDOS	ABR., MAR.
MESES MAIS SECOS	NOV., AGO.

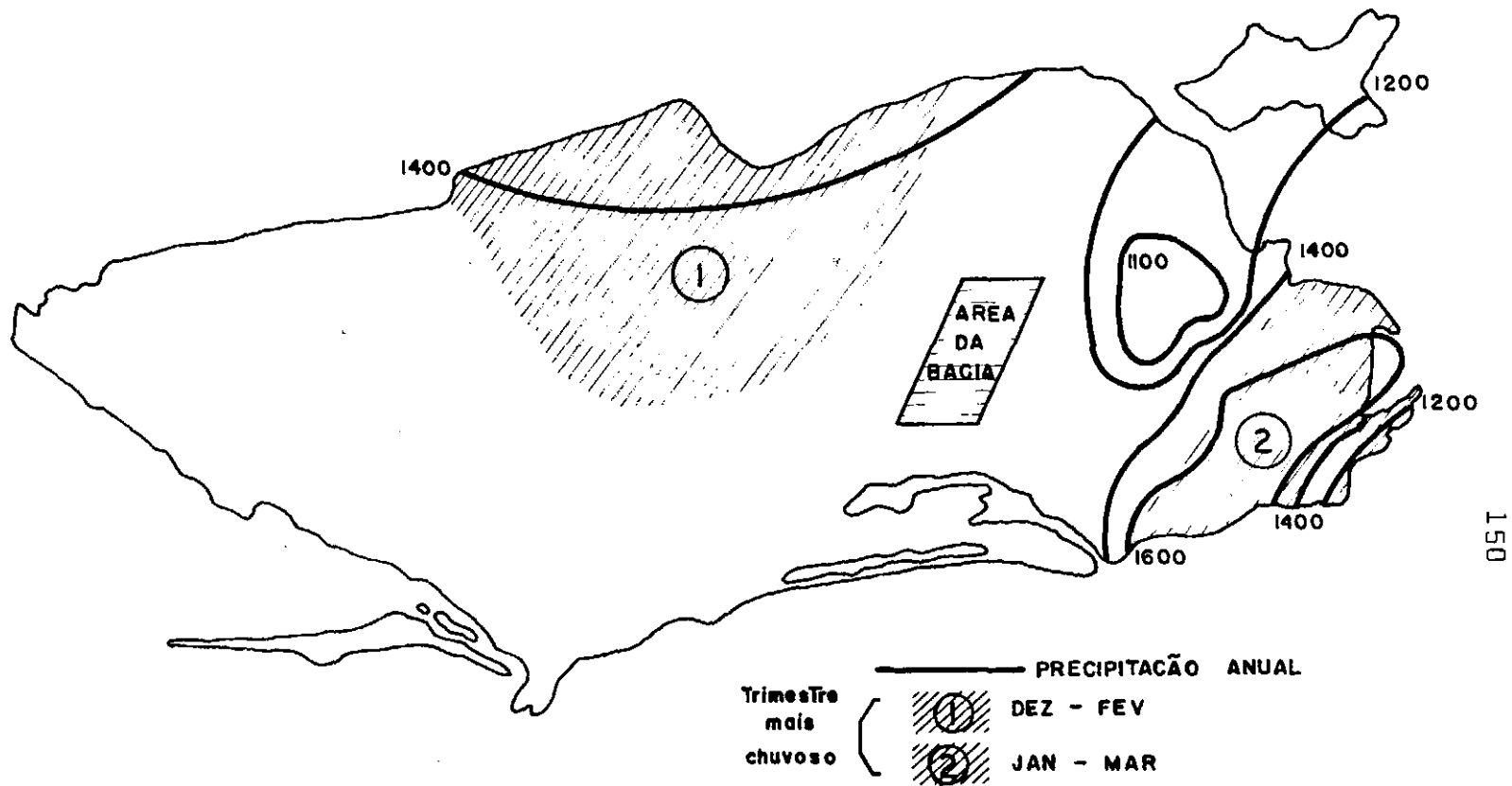
CARACTERÍSTICAS CLIMATOLÓGICAS DA BAIXADA DE JACAREPAGUÁ
(Dept.Agricultura-MA.)

QUADRO IV-b1



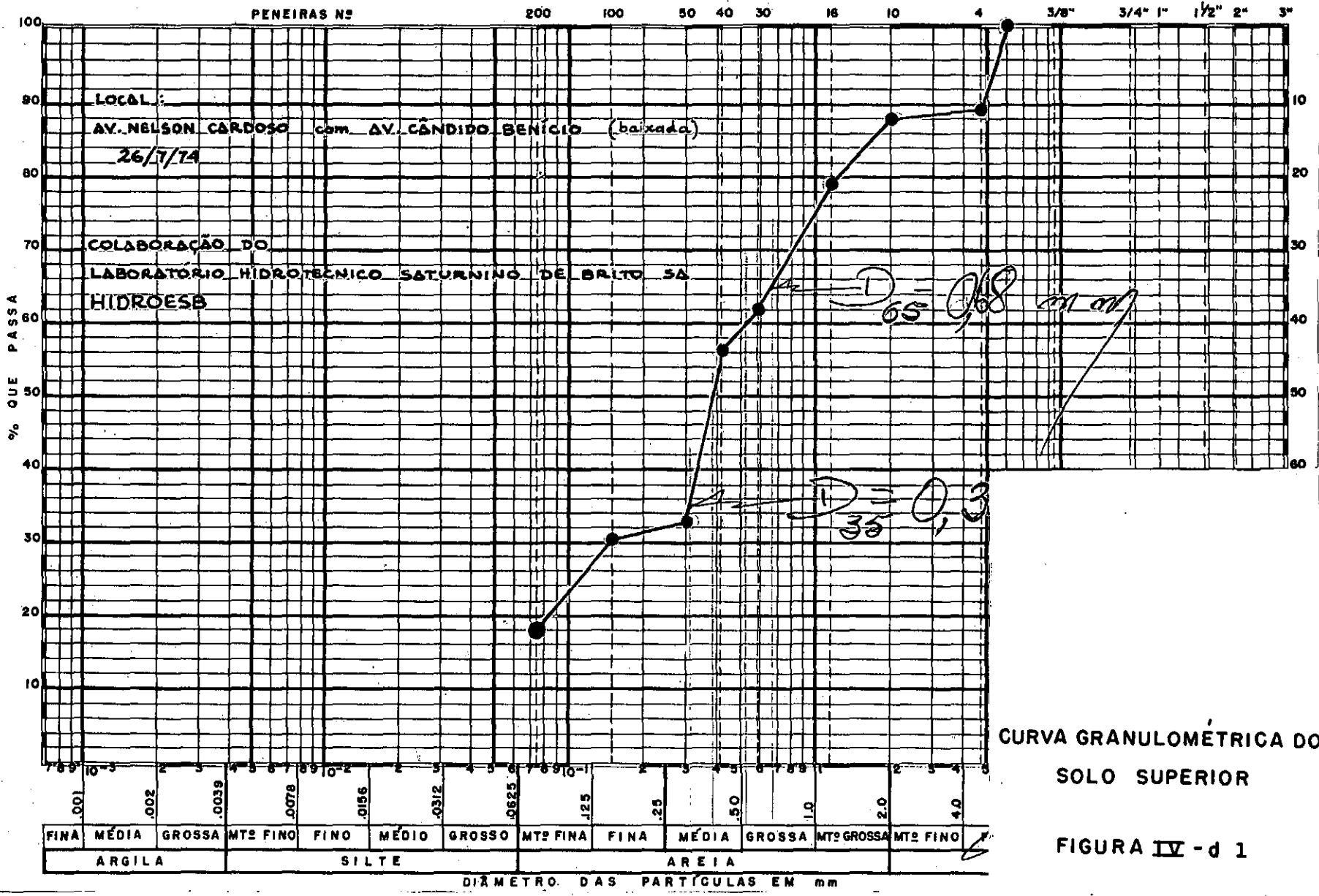
ISOTERMAS DO ESTADO DA GUANABARA
MINISTERIO AGRICULTURA

FIGURA IV-b1

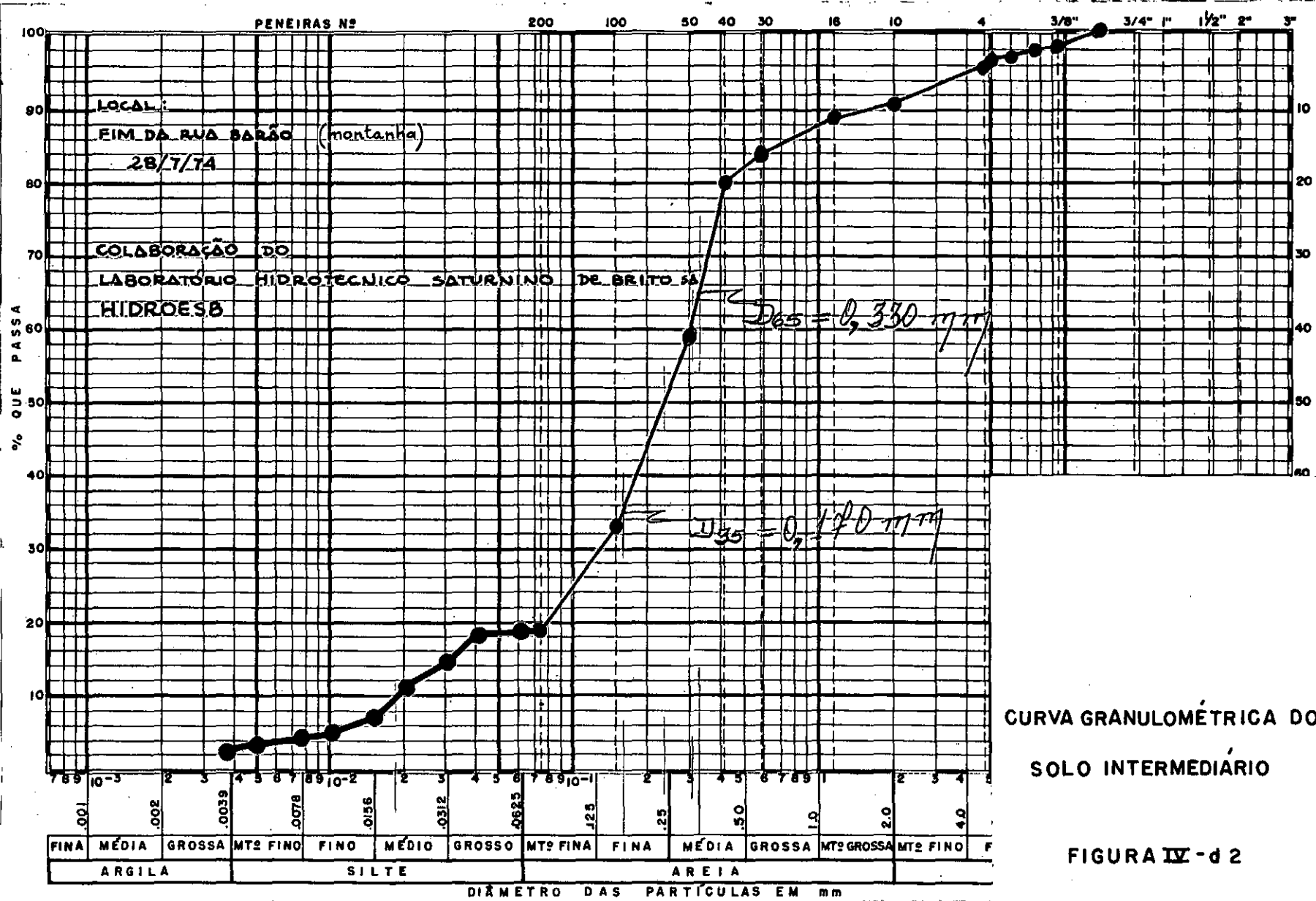


PLUVIOSIDADE DO ESTADO DA GUANABARA
 MINISTERIO AGRICULTURA

FIGURA IV - b 2



CURVA GRANULOMÉTRICA DO SOLO SUPERIOR
 FIGURA IV - d 1



CURVA GRANULOMÉTRICA DO
 SOLO INTERMEDIÁRIO

FIGURA IV - d 2

ISEGMT = 1	DEPTHU = 8.0
ITAPE = 1	DEPTHT = 60.0
IYR = 1	DEPTHB = 75.0
LYR = 1	POROSU = 0.50
MAS = 0	POROST = 0.40
JPREC = 10	POROSB = 0.35
KSEGMT = 1	DSMAX = 4.0
DVD = 0.33	VINSTM = 2.03
MAT = (312,9(14,F4.2),A2)	SMMINU = 0.03
JRINT = 10	SMMINT = 0.17
IRUN = 1	SMMINB = 0.25
XLAT = 22.83	XKSAT = 0.68
XLONG = 43.36	XKSATT = 0.16
SCRAP = 5.67, ..., 10.23, 8.67, 5.67	XKSATB = 0.11
TRANPO = 5.33, ..., 7.67, 6.51, 4.25	CHANLG = 0
NEWVAL = 0, ..., 0	C1 = 0.30
LAG = 0	C2 = 1.387
C = .009, .070, .090, .131, .233, .260, .162, .034, .007	C3 = 4.0
D = .007, .050, .065, .090, .131, .130, .080, .010, .003	C4 = 8.0
PANFAC = 0.85	C5 = 12.0
RTZONE = 18.0	C10 = 0.72
ATOTAL = 3455,4	C11 = 0.0
APERVS = 0.89	C12 = 4.22 10^{-6}
AOLFSF = 0.70	C13 = 0.0
AOLFDS = 0.20	C14 = 0.38
APLANT = 0.70	C15 = 1.20
ROUGH = 0.04	C16 = 0.03
SLOPE = 0.075	C17 = 3.80
VLENGH = 1000	CH1 = 2.59
	CH2 = 1.9
	CH3 = -.146

PARÂMETROS DE ENTRADA

TABELA IV-d1

DIA	CHUVA	INTER CEPÇÃO	ESCOAMENTO SUPERFICIAL		DEPRESSÕES		UZ		T I Z		ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL		EVAPOT.	EVAPOT
			IN	OUT.	IN	OUT	IN	OUT	IN	OUT	IN	OUT	SIMULADO	POTENCIAL
1	0.00	0.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.161	0.000	0.000	0.046	0.132
2	0.34	0.08	0.224	0.224	0.027	0.025	0.025	0.001	0.001	0.136	0.000	0.000	0.046	0.131
3	0.00	0.00	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.043	0.006	0.118	0.000	0.000	0.163	0.131
4	0.76	0.08	0.580	0.580	0.072	0.053	0.633	0.076	0.038	0.105	0.000	0.000	0.083	0.131
5	0.39	0.08	0.259	0.259	0.032	0.048	0.307	0.431	0.393	0.103	0.000	0.000	0.163	0.131
6	0.92	0.08	0.710	0.710	0.088	0.089	0.800	0.722	0.688	0.112	0.001	0.001	0.161	0.130
7	0.07	0.03	0.025	0.025	0.003	0.003	0.285	0.268	0.236	0.137	0.000	0.000	0.165	0.130

TERCEIRA TABELA DE COMPUTADOR
QUADRO IV-d1

DIA	CHUVA	CONTRIBUIÇÃO DA ÁREA PERMEÁVEL	B I Z		AQUÍFERO	
			IN	OUT	IN	OUT
1	0.00	0.000	0.114	0.203	0.203	0.061
2	0.34	0.331	0.089	0.164	0.164	0.061
3	0.00	0.000	0.071	0.136	0.136	0.062
4	0.76	0.731	0.059	0.114	0.114	0.062
5	0.39	0.371	0.057	0.098	0.098	0.062
6	0.92	0.882	0.069	0.089	0.089	0.062
7	0.07	0.064	0.097	0.088	0.088	0.062

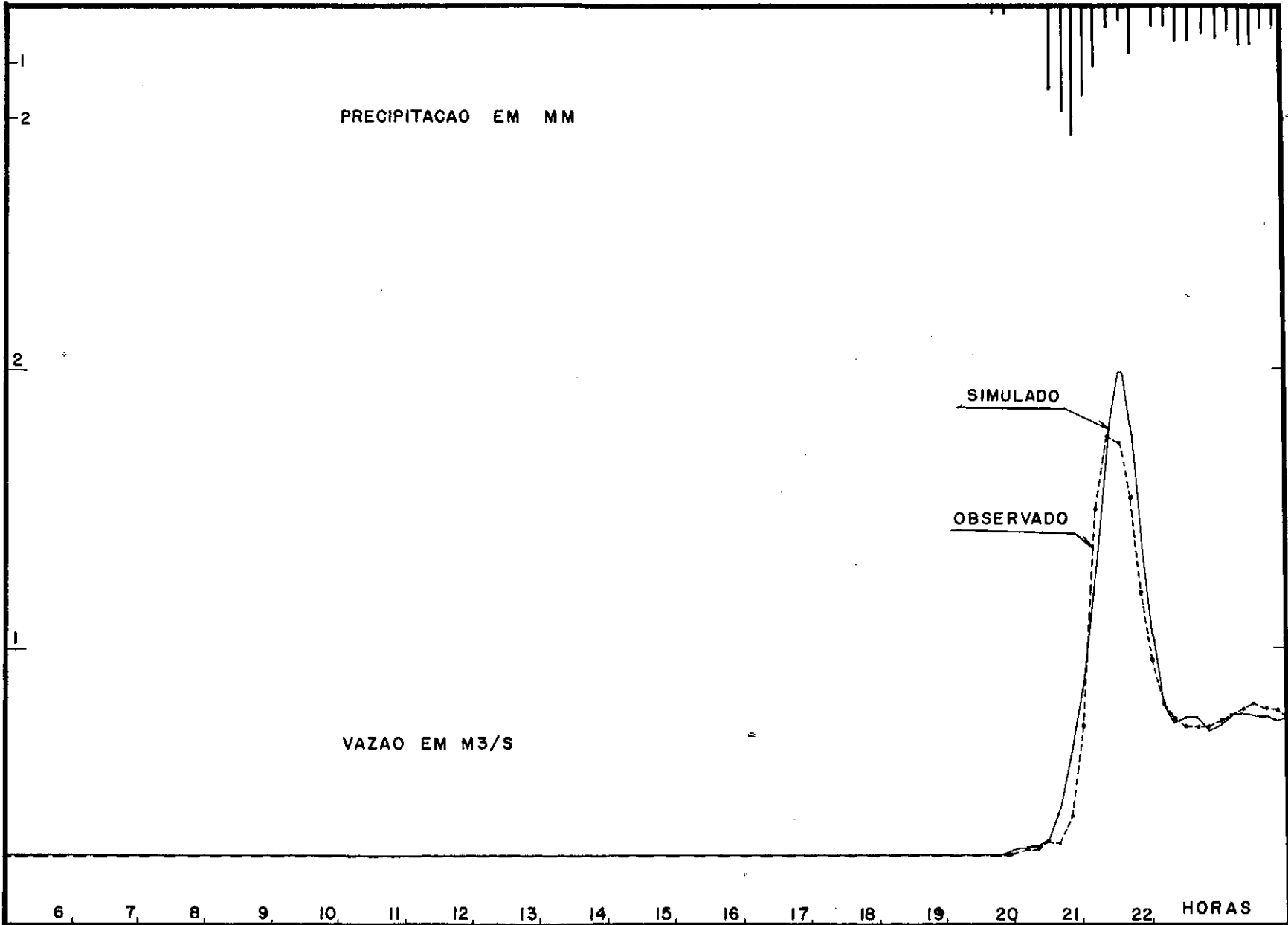
QUARTA TABELA DE COMPUTADOR
QUADRO IV-d2

DIA	ESC. SUPERFICIAL	DEPRESSÕES	U Z	T I Z	ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL	B I Z	A Q U Í F E R O	PERDAS NABACIA
1	0.000	0.000	0.062	5.569	0.000	8.841	101.656	0.000
2	0.000	0.002	0.310	5.434	0.000	8.766	101.758	0.000
3	0.000	0.000	0.269	5.322	0.000	8.702	101.832	0.000
4	0.000	0.018	0.827	5.255	0.000	8.646	101.885	0.000
5	0.000	0.002	0.702	5.546	0.000	8.604	101.922	0.000
6	0.000	0.000	0.780	6.122	0.000	8.585	101.949	0.000
7	0.000	0.000	0.541	6.222	0.000	8.594	101.976	0.000

SEXTA TABELA DO COMPUTADOR
QUADRO IV-d3

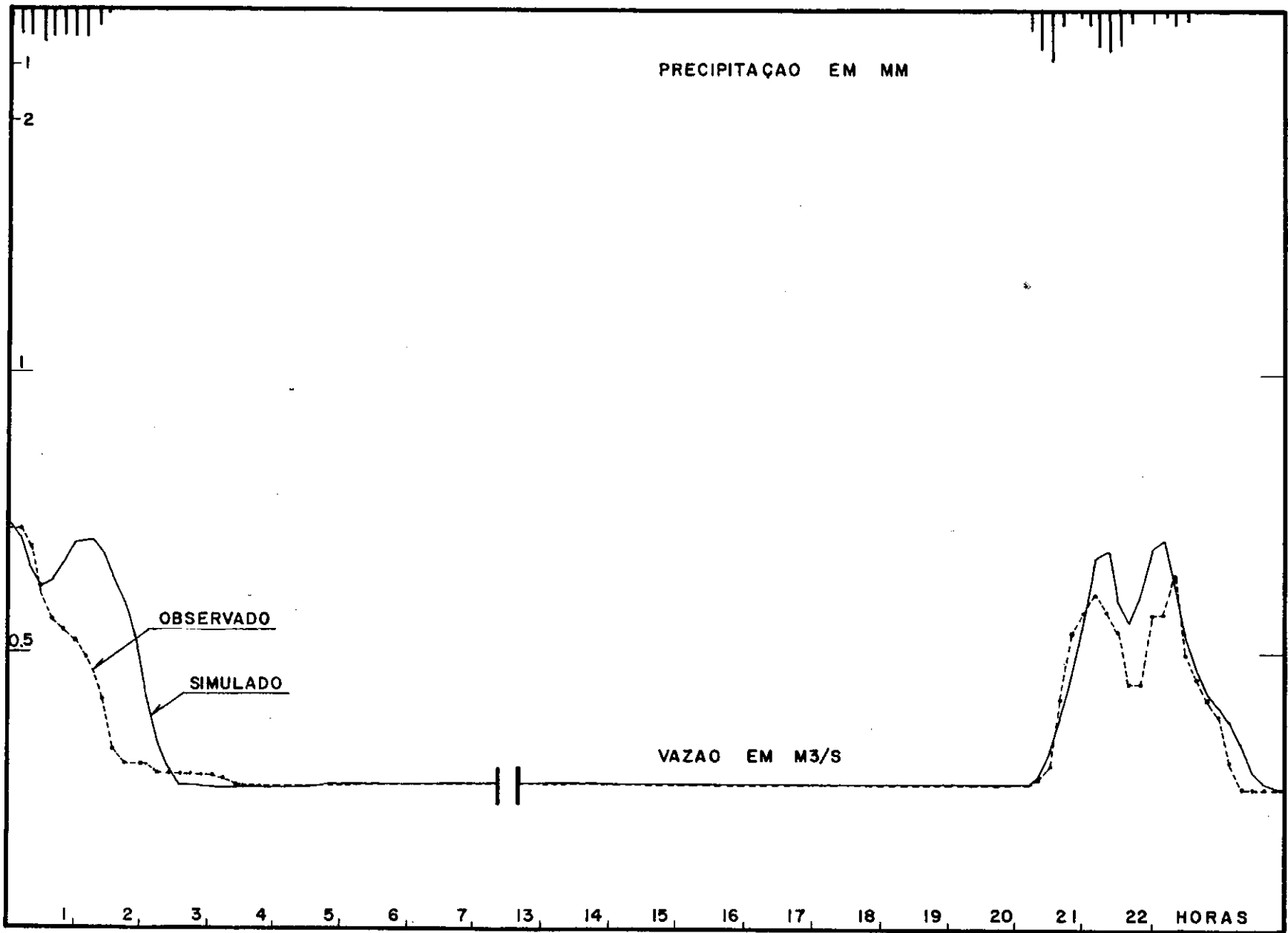
DIA	VAZÃO T O T A L	VAZÃO DA ÁREA IMPERMEAVEL	VAZÃO SUPERFICIAL	VAZÃO DAS DEPRESSÕES	VAZÃO SUBSUPERFICIAL	VAZÃO B A S E
1	0.061	0.000	0.000	0.000	0.000	0.061
2	0.074	0.012	0.000	0.000	0.000	0.061
3	0.062	0.000	0.000	0.000	0.000	0.062
4	0.089	0.027	0.000	0.000	0.000	0.062
5	0.076	0.014	0.000	0.000	0.000	0.062
6	0.095	0.032	0.000	0.000	0.001	0.062
7	0.064	0.002	0.000	0.000	0.000	0.062

QUINTA TABELA DE COMPUTADOR
QUADRO IV-d4



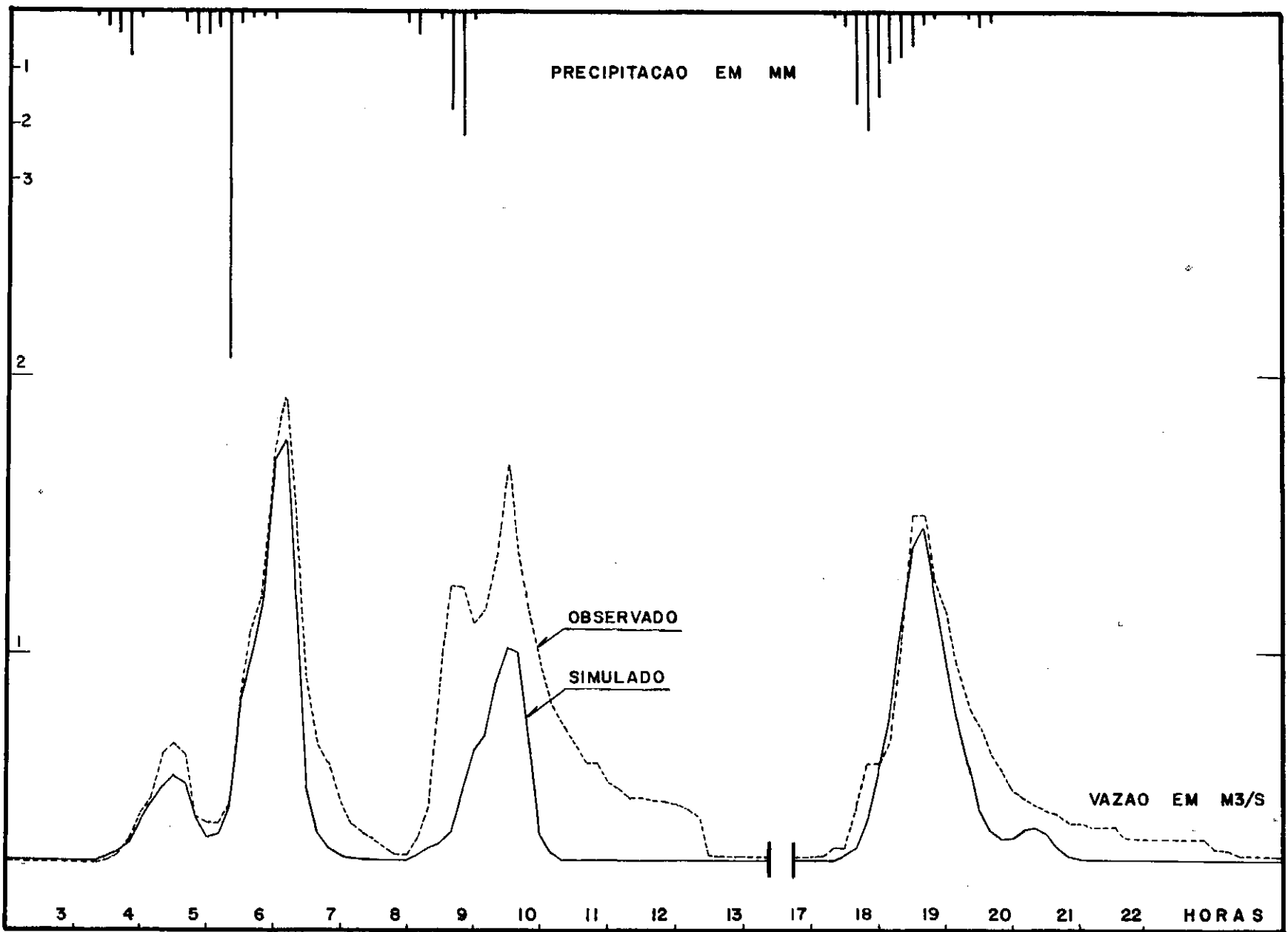
SIMULAÇÃO DO DIA 10 / 10 / 69

FIGURA IV - d3



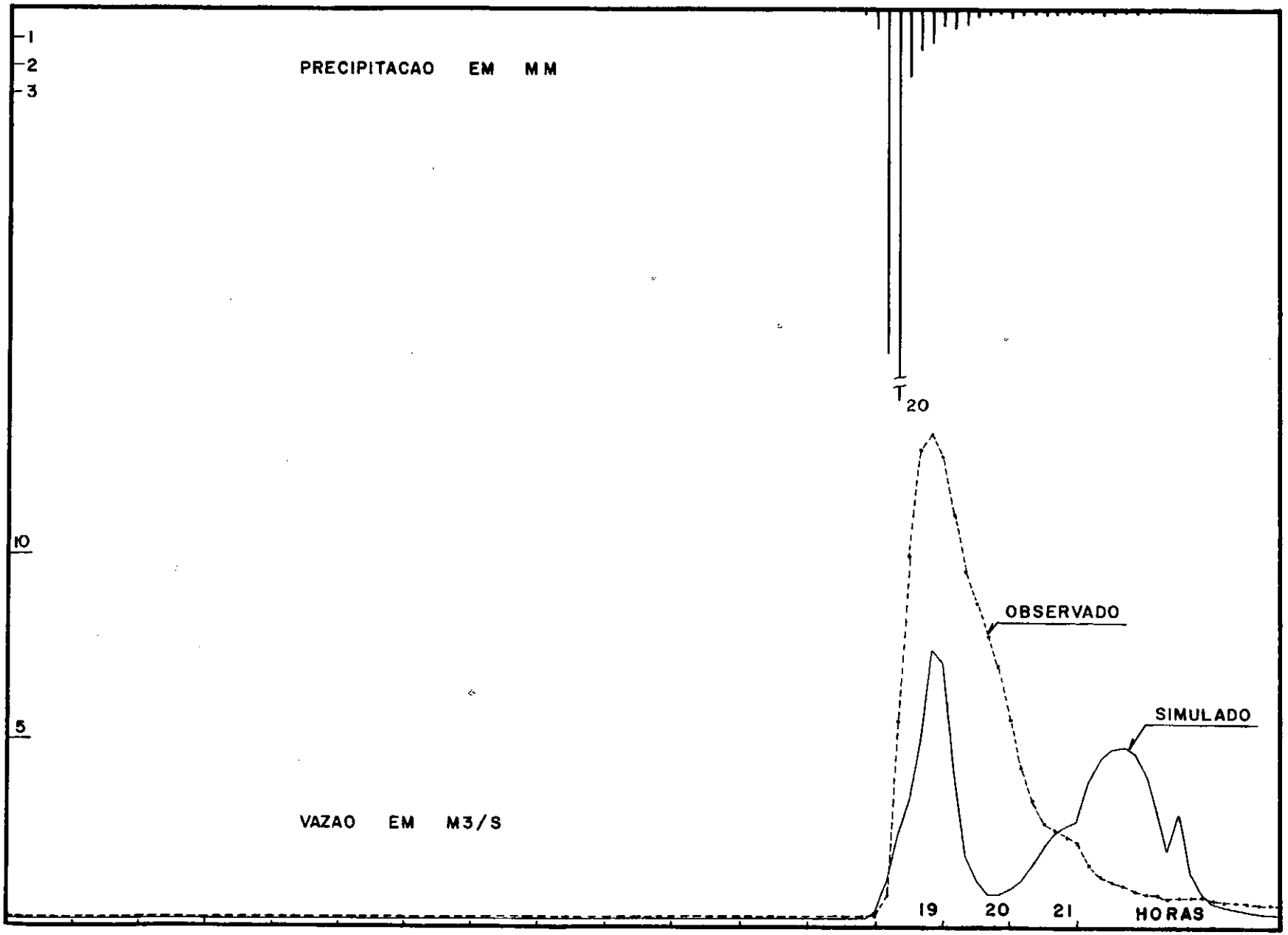
SIMULAÇÃO DO DIA 11 / 10 / 69

FIGURA IV - 44



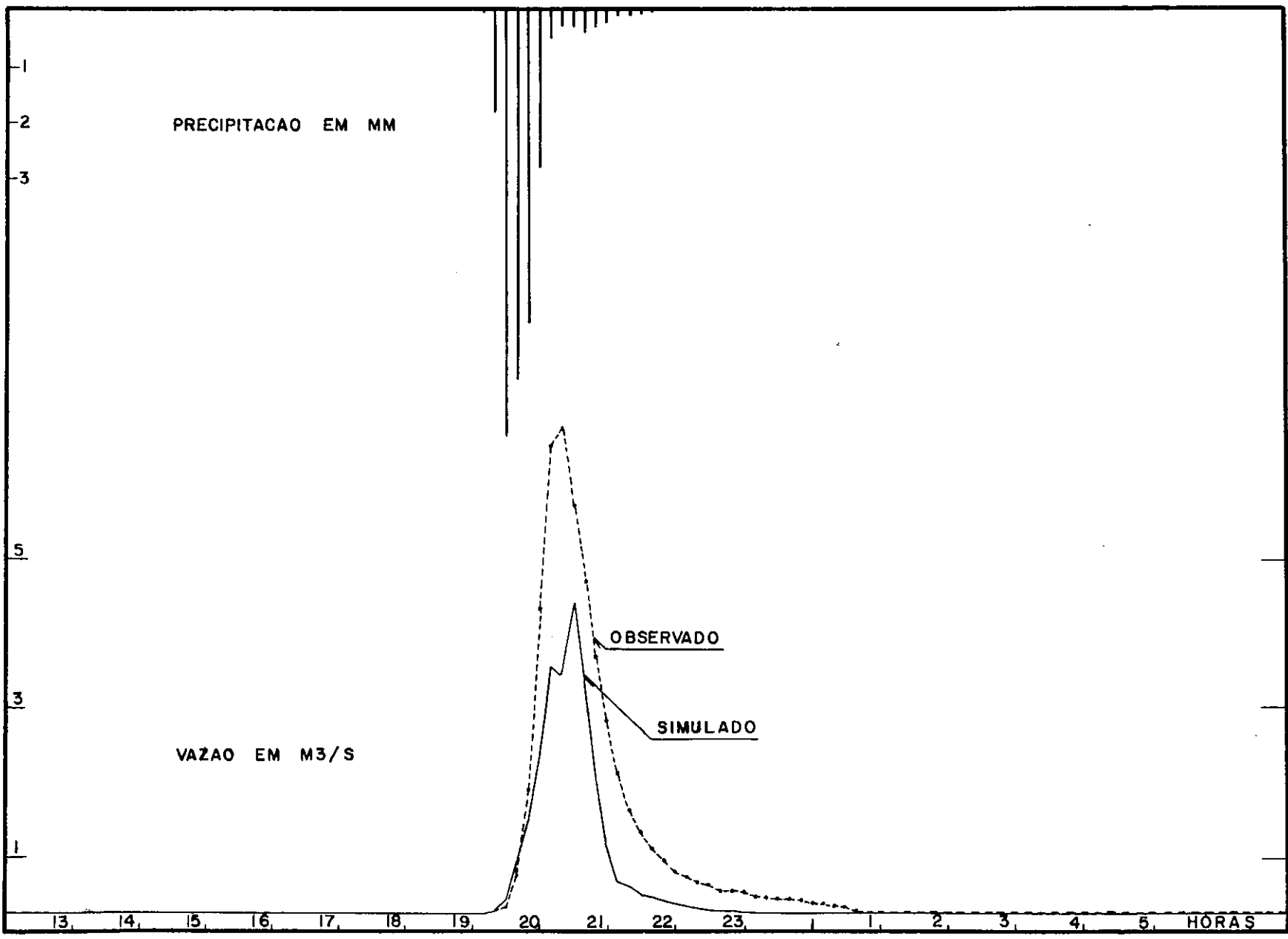
SIMULAÇÃO DO DIA 12 / 10 / 69

FIGURA IV - d5



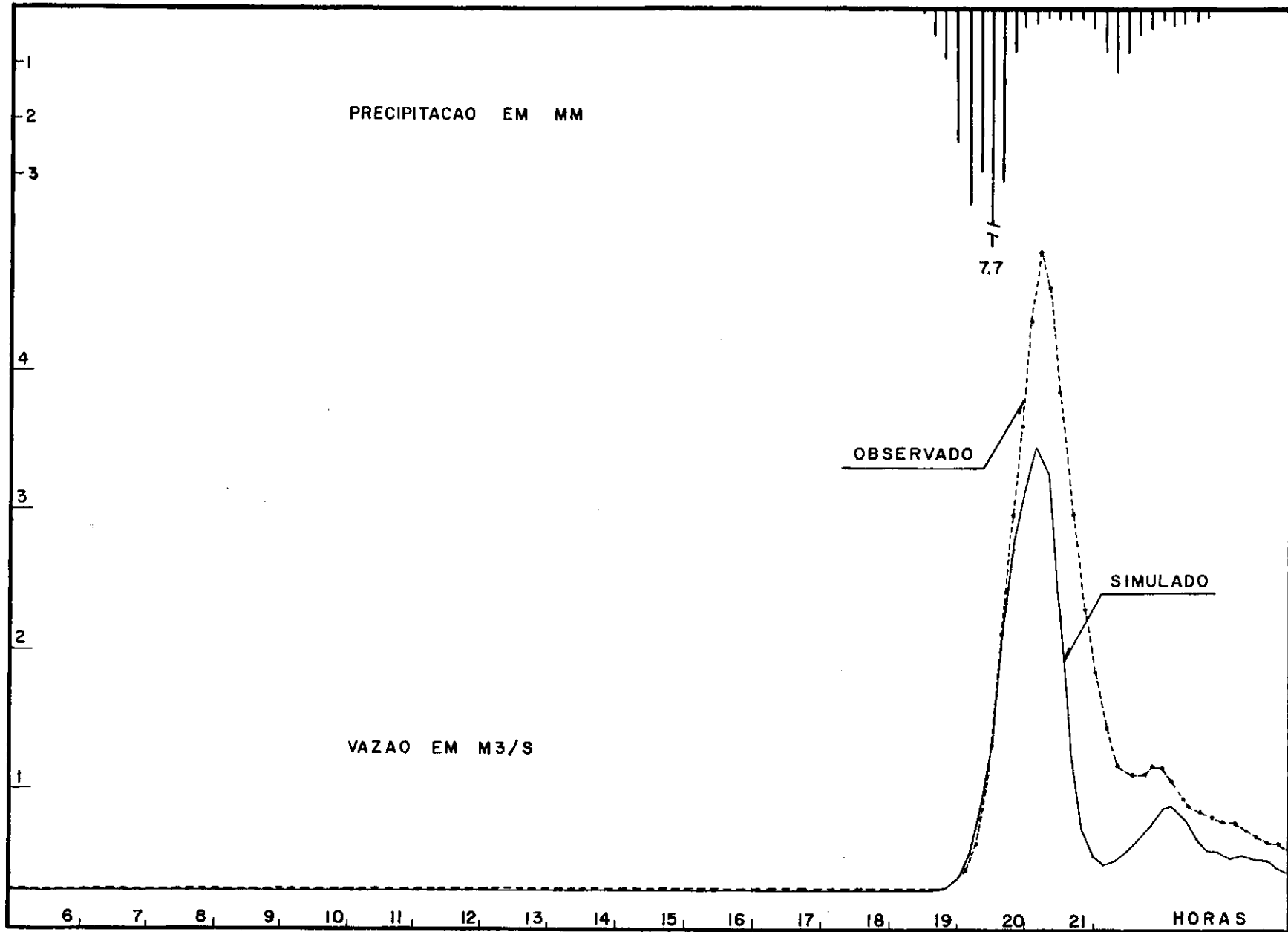
SIMULAÇÃO DO DIA 27/10/69

FIGURA IV - d6



SIMULAÇÃO DO DIA 28-29/11/69

FIGURA IV - d7



SIMULAÇÃO DO DIA 02/12/69

FIGURA IV - d8

V CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FINAIS

Pelos resultados do presente trabalho, pode-se concluir;

- O modelo em questão apresenta um esquema de reservatórios do solo bastante realista para simulação de bacias com solo residual, com excessão do reservatório de escoamento superficial.
- As modificações realizadas e justificadas no capítulo II forneceram os resultados desejados.

Como recomendações para futuros estudos, podemos mencionar;

- Aplicações do modelo em bacias de características diversas .
- Aplicação do modelo e bacia experimental com maior densidade e diversidade de aparelhos registradores para realização de um estudo quantitativo das diversas abordagens dadas ao modelo.
- Maiores estudos para a abordagem do escoamento sub-superficial

- Inserção dos trabalhos de Reichardt (1972) no item relativo a velocidade de escoamento em meios porosos não saturados, conforme foi salientado no item II-g.

Provavelmente novas críticas podem surgir com o uso continuado do modelo em outras bacias, mas no momento são essas as recomendações para futuros trabalhos. Os processos de simulação e técnicas hidrológicas estão em franco desenvolvimento proporcionando inúmeros temas de pesquisa que podem auxiliar os trabalhos já realizados.

BIBLIODGRAFIA

- AITKEN, A.P.; "Assessing Systematic Errors in Rainfall-Runoff Models", Journal of Hydrology, nº 20 (121-136), 1973.
- BEAR, ZASLAVSKY, D. e IRMAY, S., "Physical Principles of Water Percolation and Seepage", Unesco, Arid Zone Res. XXIX, 1968.
- CLARK, C.O., "Storage and the Unit Hydrograph", Transactions, ASCE, vol.110, (1419-1488), 1945.
- CLABORN, B.J. e WATER L. MOORE, "Numerical Simulation of Watershed Hydrology", Dep. Civil Eng., University of Texas at Austin, Technical Report HYD 14-7001, 1970.
- CHILDS, E.C. e BYBORDI, M., "The Vertical Movement of Water in a Stratified Porous Material", Water Resources Research, vol.5, nº 2 (446-459), 1969.
- CHILDS, E.C. e COLLIS-GEORGE, "Permeability of Porous Materials" Proc. Royal Soc., London, 201 a, (392-399), 1950.
- CHOW, VEN TE, "Advances in Hydrosience", Academic Press, vol.9, 1973.
- CHOW, VEN TE, "Handbook of Applied Hydrology", McGraw-Hill, 1964.
- CRAWFORD, NORMAN H. e R.K. LINSLEY, "Digital simulation in Hydrology; Stanford Watershed Model IV", Stanford University, Dep. Civil Eng., Technical Report nº 39, July 1966.
- DAWDY, D.R. e BERGMANN, J.M., "Effect of Rainfall Variability on Streamflow Simulation", Water Resources Research, vol. 5, nº 5, 1969.

- DENISOV, V.M., "Method of Computing Flow Depletion Curves",
Meteorologiya i Gidrologiya n^o 3 (18-24), 1961.
- "Linear Theory Hydrologic Systems", Technical Bulletin 1468,
Dep. of Agriculture of USA.
- GARDNER, W.R., "Mathematics of Isothermal Water Conduction in
Unsaturated Soils", Water and Its Conduction in Soils, Spe-
cial Report 40, National Research Council, Highway Research
Board, (78-87), 1958.
- GARDNER, W.R. e MILTON, F., "Laboratory Studies of Evaporation
from Soil Columns in the Presence of Water", Soil Sci.,
vol. 85 (244-249), 1958.
- GARDNER, W.R., "Solutions of Flow Equation for Drying of Soils
and Other Porous Media", Soil Sci. Soc. Amer., Proc., vol.
23, n^o 3 (183-187), 1959.
- GARDNER, W.R.; HILLEL, D. e BENYAMINI, Y., "Post Irrigation
Movement of Soil Water", Water Resources Research, vol. 6
(851-861).
- GRAY, DONALD, "Handbook on the Principles of Hydrology", Natio-
nal Research Council of Canada, Ottawa, 1970.
- HAGAN, R.M.; HAISE, H.R. e EDMINSTER, T.W., "Irrigation of Agri-
cultural Lands", Agronomy n^o 11, American Society of Agronomy,
1967.
- HILLEL, D., "Soil and Water; Physical Principles and Process",
Academic Press, 1971.

- HOLTAN, H.N., "A Concept for Infiltration Estimates in Watershed Engineering", Agricultural Research Service, Dep. Agriculture of USA, ARS 41-51, 1961.
- HORTON, R.E., "Rainfall Interception", Monthly Weather Rev., vol.47, 1919.
- HOSSAIM A.; DELLEUR, J. e RAD, R., "Evaporation, Infiltration and Rainfall-Runoff Process in Urban Watersheds", Purdue University, Water Resources Research Center, Indiana, Technical Report 41, 1974.
- HUGGINS, L.F. e MONKE, J., "The Mathematical Simulation of the Hydrology of Small Watersheds", Technical Report nº 1, Water Resources Research Center, Purdue, 1966.
- IBBIT, R.P., "Effects of Random Data Errors on the Parameter Values for a Conceptual Model", Water Resources Research, vol. 8, nº 1 (70-78), 1972.
- IBRAHIM, H.A. e BRUTSAERT, M., "Intermittent Infiltration into Soils with Hysteresis", Transaction, ASCE, 94 (HY1), (113-117), 1968.
- IZZARD, C.F., "The Surface Profiles of Overland Flow", Transactions, Amer. Geo. Union, Part VI, 1944.
- IZZARD, C.F., "Hydraulics of Runoff from Developed Surfaces", Proc. Highway Research Board, 26º Annual Meeting, 1946.
- JAMES, L.D., "Hydrologic Modeling, Parameter Estimation and Watershed Characteristics", Journal of Hydrology nº 17 (283-307), 1972.

- JAMES, L. DOUGLAS, "An Evaluation of relationships between Streamflow Patterns and Watershed Characteristics Through the Use of Opset", University of Kentucky, W.R. Inst., Research Report nº 36, 1970.
- LIDU, EARNEST Y., "Opset Program for Computerized Slection of Watershed Parameter Values for SWM IV", University of Kentucky, W.R. Inst., Research Report nº 34, 1970.
- LINSLEY, KOHLER e PAULHUS, "Applied Hydrology", McGraw-Hill, 1949.
- LUMB, PETER, "Effect of Rain Storms on Slope Stability", Symposium of Hong Kong Soils, 1962.
- McCUEM, R.H., "The Role of Sensitivity Analysis in Hydrologic Modeling", Journal of Hydrology, nº 13 (37-53), 1973.
- MEINZER, OSCAR E., "Hydrology", McGraw-Hill, 1942.
- MEIN, R. e CURTIS L. LARSON, "Modeling the Infiltration Component of the Rainfall-Runoff Process", Water Resources Research Center, University of Minnesota, Bulletin 43, 1971.
- MILLER, E.E. e MILLER, R.D., "Physical Theory for Capillary Flow Phenomena", Journal of Applied Phisics, vol. 27, nº 4 (324-332), 1956.
- MORGALI, J.R., "Hydraulic Behavior of Small Drainage Areas", Stanford University, Dep. Civil Eng., Technical Report nº 30, 1963.

- DVERTON, D.E., "Mathematical Refinement of an Infiltration Equation for Watershed Engineering", Agricultural Research Service, Dep. of Agriculture of USA, ARS 41-99, 1964.
- PHILIP, J.R., "The Theory of Infiltration", Soil Sci., nº 83 (345-357), 1957.
- PHILIP, J.R., "An Infiltration Equation with Physical Significance", Soil Sci., nº 77 (153-157), 1954.
- PHILIP, J.R., "The Theory of Infiltration", Soil Sci. nº 84(257-264), 1957.
- PORTE, J.W., "A Model for the Simulation of Streamflow Data From Climatic Records", Journal of Hydrology (297-324), 1971.
- REICHARDT, K. e D.R. NIELSEN e J.W. BIGGAR, "Scaling of Horizontal Infiltration Into Homogeneous Soils", Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36 (241-245), 1972.
- RICCA, VINCENT T., "The Ohio State University Version of the SWM IV", Water Resources Center, Ohio University, 1974.
- RICHARDS, L.A., "Capillary Conduction of Liquid Through Porous Media", Physics, vol. 1, nº 5, (318-333), 1931.
- ROSS, GLENDON A., "Correlation of Parameter Values Selected by a Computerized Procedure with Measurable Physical Characteristics of the Watershed", University of Kentucky, W.R. Inst., Research Report nº 35, 1970.
- RUBIN, J. e STEINHARDT, R. "Soil Water Relations During Rain Infiltration", Soil Sci. Soc. Amer., Proc. 28,(614-619), 1964.

- RUBIN, J., "Numerical Analysis of Ponded Rainfall Infiltration", Proc. Symposium on Water Unsaturated Zone, Wageningen, 1966.
- RUBIN, J., "Theory of Rainfall Uptake by Soils Initially Drier than Their Field Capacity and Its Applications", Water Resources Research, vol. 2, nº 4 (739-749), 1966.
- RUTTER, A.J., "An Analysis of Evaporation from a Stand of Scots Pine", International Symposium on Forest Hydrology, Sopper and Lull (ed.), Pergamon, 1967.
- SCHAAKE, J.C., "Synthesis of the Inlet Hydrograph", The Storm Drainage Research Project, Dep. Sanitary Eng. and Water Resources, Johns Hopkins University, 1965.
- TODSEN, M., "Numerical Studies of Two Dimensional Saturated/Unsaturated Drainage Models", Journal of Hydrology, nº 20 (311-326), 1973.
- VACHAUD, GEORGES, Tese de Doutorado, "Contribution to the Study of Flow Problems in Unsaturated Porous Media", e "On the Time Response of Pressure Gauges Connected with Tensiometers", Catalog nº A-0-2655, University of Grenoble, 1968.
- VANBAVEL, C.H.M., "Potential Evaporation; the Combination and Its Experimental Verification", Water Resources Research, vol. 2, nº 3 (455-468), 1966.
- WIHSLER, F.D. e BOUWER, H., "Comparison of Methods for Calculating Vertical Infiltration and Drainage in Soils", Journal of Hydrology, nº 10 (1-19), 1970.

WOLF, P.O., "The influence on Flood Peak Discharges of Some Meteorological, Topographical and Hydraulic Factors", International Association of Scientific Hydrology, Toronto, tomo III, 1958.

WOOLHISER, DAVID A., "New Ideas and Scientific Methods in Deterministic Hydrology", International Hydrology Symposium, Fort Collins, Colorado, 1967.

ZINKE, P.J., "Forest Interception Studies in USA", International Symposium on Forest Hydrology, Sopper and Lull (ed.), Pergamon, 1967.

APÊNDICE

LISTAGEM EM FORTRAN

FILE 1=ARQ1,UNIT=DISKPACK,AREA=10000,RECORD=1000,LINKWORD	COPPE 1
FILE 2=ARQ2,UNIT=DISKPACK,AREA=10000,RECORD=1000,LINKWORD	COPPE 2
FILE 3=ARQ3,UNIT=DISKPACK,AREA=10000,RECORD=1000,LINKWORD	COPPE 3
FILE 4=ARQ4,UNIT=DISKPACK,AREA=10000,RECORD=1000,LINKWORD	COPPE 4
FILE 7=ARQ7,UNIT=DISKPACK,AREA=10000,RECORD=1000,LINKWORD	COPPE 5
INTEGER B,BLANK,S,R	COPPE 6
DIMENSION CARRYO(4,20),C(20),CHNLG(4),BIZS1(4),AD(38)	COPPE 7
DIMENSION DELIN1(4),DS1(4),DAILYF(31),D(20),CC(20)	COPPE 8
DIMENSION EVAP1(12),EVAP2(12),EVAP3(12)	COPPE 9
DIMENSION EOMINC(4,12),EOMSUR(4,12),EOMUZ(4,12),EOMINT(4,12)	COPPE 10
1),EOMGW(4,12),EOMINF(4,12),FLOINT(25),GWS1(4)	COPPE 11
DIMENSION ICASE(4,25),JPREC(4),IRECOD(4),POTEVV(31)	COPPE 12
DIMENSION OLS1(4),JDPM(12),JPLOT(120),NAMSEG(19),NEWVAL(12)	COPPE 13
DIMENSION SIMFLO(150),RECFLO(150),PREC(150),VINST1(4)	COPPE 14
DIMENSION SRAIN(4,12),SEVAP(4,12),SSF(4,12),SOLF(4,12)	COPPE 15
DIMENSION SGWF(4,12),SIF(4,12),SUF(4,12),SUMERR(4,25)	COPPE 16
DIMENSION SABSER(4,25),SERRSQ(4,25),SUMX(4),SUMY(4)	COPPE 17
DIMENSION TIZS1(4),TRANPO(12),UZS1(4),SUMRF(31),SWEIFL(4)	COPPE 18
DIMENSION WEIGH(25),YY(4),XX(4),XY(4)	COPPE 19
DATA R/1H0/,B/1H-/ ,BLANK/1H /,S/1H#/	COPPE 20
DATA AD/-.4033,-.3842,-.3526,-.3100,-.2582,-.1992,-.1350,-.0675,.0	COPPE 21
1014,.0698,.1361,.1986,.2557,.3057,.3472,.3789,.3996,.4087,.4058,.3	COPPE 22
2911,.3652,.3290,.2838,.2309,.1720,.1086,.0421,-.0257,-.0933,-.1590	COPPE 23
3,-.2208,-.2769,-.3253,-.3642,-.3917,-.4066,-.4080,-.3954/	COPPE 24
DATA FLOINT/0.,1.,1.6,2.7,4.5,7.4,12.2,20.1,33.1,54.6,90.,148.4,24	COPPE 25
14.7,403.4,665.1,1096.6,1808.,2981.,4914.8,8103.1,13359.7,22026.5,3	COPPE 26
26315.5,59874.1,98715.8/	COPPE 27
DATA JDPM/31,28,31,30,31,30,31,31,30,31,30,31/	COPPE 28
COMMON /PAUL/ XIMXXX(31),XOVXXX(31),XDSXXX(31),XGWXXX(31),	COPPE 29
1XAZXXX(31),XSUXXXX(31)	COPPE 30
COMMON /CANED/ CHUXXX(31),CHUYYY(31),BINXXX(31),BOUXXX(31)	COPPE 31
1,GINXXX(31),GOUXXX(31)	COPPE 32
COMMON MAT(16),SCRAP(31),IHOURL(15),TRS(150)	COPPE 33
BASE=0.	COPPE 34
SEEP=0.0	COPPE 35
Y=0.0	COPPE 36
CORTZ=0.	COPPE 37
WFSG=0.	COPPE 38
ISTGAG=0.	COPPE 39

	ALPHA=1.	COPPE 40
	DO5ILM=1,12	COPPE 41
5	TRANPO(ILM)=0.	COPPE 42
	READ 2280, IOPT7	COPPE 43
	READ 2280, ISEGMT, ITAPE, IYR, LYR, MASS	COPPE 44
	PRINT 2470, ISEGMT, ITAPE, IYR, LYR, MASS	COPPE 45
	READ 2280, (JPREC(I), I=1, ISEGMT)	COPPE 46
	PRINT 2470, (JPREC(I), I=1, ISEGMT)	COPPE 47
	IF (ITAPE) 140,140,10	COPPE 48
C	PREPARA OS DADOS *****	COPPE 49
10	MONTH=9	COPPE 50
	READ 2280, (IRECOD(I), I=1, ISEGMT)	COPPE 51
	PRINT 2470, (IRECOD(I), I=1, ISEGMT)	COPPE 52
	JYR=IYR	COPPE 53
	REWIND 3	COPPE 54
	REWIND 4	COPPE 55
	WRITE (3)(IRECOD(I), I=1, ISEGMT)	COPPE 56
20	MONTH=MONTH+1	COPPE 57
	IF (JYR-LYR) 40,30,40	COPPE 58
30	IF (MONTH-10) 40,140,40	COPPE 59
40	IF (MONTH-13) 60,50,60	COPPE 60
50	MONTH=1	COPPE 61
	JYR=JYR+1	COPPE 62
60	READ 2290, KSEGMT, DVD	COPPE 63
	IPREC=JPREC(KSEGMT)	COPPE 64
	IDAYS=JDPM(MONTH)	COPPE 65
	IF (MONTH-2) 90,70,90	COPPE 66
70	IF (MOD(JYR,4)) 90,80,90	COPPE 67
80	IDAYS=29	COPPE 68
90	ISIZE=1440/IPREC	COPPE 69
	IF(IOPT7) 91,95,91	COPPE 70
91	READ 2265, (POTEVV(I), I=1, IDAYS)	COPPE 71
95	CALL DATAIN (PREC, MONTH, JYR, IPREC, MASS, KSEGMT, IABS(IRECOD(KSEGMT))	COPPE 72
	1, IDAYS, 0, ISEGMT)	COPPE 73
C	DATAIN LE 1 MES DE DADOS (CHUVA) E CONVERTE EM POL/HORA A CADA IPREC	COPPE 74
C	MINUTOS *****	COPPE 75
C	ESCREVE ISSO NO TAPE 3. *****	COPPE 76
C	SE NECESSITA EM OUTRO SEG. ESCREVE NO TAPE 4 *****	COPPE 77
110	PRINT 2340 ,KSEGMT,MONTH,JYR	COPPE 78

```

IF (IRECOD(KSEGMT))120,130,130
120 READ 2280, JRINT
CALL DATAIN (RECFLO,MONTH,JYR,JRINT,0,KSEGMT,KSEGMT, IDAYS,0, ISEGMT
1)
PRINT 3070,KSEGMT,MONTH,JYR
GO TO 20
130 PRINT 3080
GOTO20
C TAPE DE CHUVA COMPLETO *****
140 REWIND 3
REWIND 4
IFIRST=1
ISCRTH=1
IOLD=4
INew=2
READ 2290,IRUN
IF (IRUN-1) 150,160,150
150 CALL EXIT
C COMECA A SIMULAR *****
160 UNDFLO=0.
READ(3) (IRECOD(I),I=1,ISEGMT)
PRINT 2470, (IRECOD(I),I=1,ISEGMT)
C DEFINICAO DAS CLASSES ESTATISTICAS *****
DO 170 I=1,24
WEIGH(I)=ALOG(.5*(FLOINT(I)+FLOINT(I+1)))+1.
170 CONTINUE
WEIGH(25)=2.*WEIGH(24)-WEIGH(23)
C LOCALIZACAO DA BACIA HIDROGRAFICA *****
READ 2320, XLAT,XLONG
XLAT=XLAT*.01745
C EVAPORACAO MENSAL DO TANQUE *****
C A EVAPORACAO NAO PODE SER NULA P/ NENHUM MES ( POR VALOR PEQUENO
IF( IOPT7) 195,175,195
175 READ 2300, (SCRAP(I),I=2,13)
READ 2300, (TRANPO(I), I = 1, 12)
DO 180 I=2,13
SCRAP(I)=SCRAP(I)*0.3937
TRANPO(I-1)=TRANPO(I-1)*0.3937
TRANPO(I-1) = TRANPO(I-1)/SCRAP(I)

```

```

COPPE 79
COPPE 80
COPPE 81
COPPE 82
COPPE 83
COPPE 84
COPPE 85
COPPE 86
COPPE 87
COPPE 88
COPPE 89
COPPE 90
COPPE 91
COPPE 92
COPPE 93
COPPE 94
COPPE 95
COPPE 96
COPPE 97
COPPE 98
COPPE 99
COPPE100
COPPE101
COPPE102
COPPE103
COPPE104
COPPE105
COPPE106
COPPE107
COPPE108
COPPE109
COPPE110
COPPE111
COPPE112
COPPE113
COPPE114
COPPE115
COPPE116
COPPE117

```

```

SCRAP(I)=SCRAP(I)/FLOAT(JDPM(I-1))
180 CONTINUE
SCRAP(1)=SCRAP(13)
SCRAP(14)=SCRAP(2)
C   CONVERSAO PARA EVAPORACAO DIARIA *****COPPE122
DO 190 I=2,13
EVAP1(I-1)=(SCRAP(I-1)-2.*SCRAP(I)+SCRAP(I+1))/1800.
EVAP2(I-1)=- (SCRAP(I-1)-SCRAP(I))/30.
EVAP3(I-1)=(3.*SCRAP(I-1)+6.*SCRAP(I)-SCRAP(I+1))/8.
190 CONTINUE
C   OS EVAP SAO USADOS EM TWM 375
195 READ 2280, (NEWVAL(I),I=1,12)
MONTH=9
JYR=IYR
JDTD=213
DO 200 I=1,ISEGMT
CHNLG(I) = 0.
DO200J=1,20
CARRY0(I,J)=0.
200 CONTINUE
C   COMECA A ANALISE ESTATISTICA *****COPPE138
DO 210 I=1,ISEGMT
SUMX(I)=0.
SUMY(I)=0.
XX(I)=0.
YY(I)=0.
XY(I)=0.
SWEIFL(I)=0.
DO 210 J=1,25
ICASE(I,J)=0
SUMERR(I,J)=0.
SABSER(I,J)=0.
SERRSQ(I,J)=0.
210 CONTINUE
C   COMECA NOVO MES * *****COPPE152
220 MONTH=MONTH+1
REWIND INEW
REWIND IOLD
JDTD=JDTD+JDPM(MONTH-1)

```

```

COPPE118
COPPE119
COPPE120
COPPE121
COPPE122
COPPE123
COPPE124
COPPE125
COPPE126
COPPE127
COPPE128
COPPE129
COPPE130
COPPE131
COPPE132
COPPE133
COPPE134
COPPE135
COPPE136
COPPE137
COPPE138
COPPE139
COPPE140
COPPE141
COPPE142
COPPE143
COPPE144
COPPE145
COPPE146
COPPE147
COPPE148
COPPE149
COPPE150
COPPE151
COPPE152
COPPE153
COPPE154
COPPE155
COPPE156

```

```

IF (JYR-LYR) 240,230,240 COPPE157
230 IF (MONTH-10) 240,150,240 COPPE158
C SAI QUANDO COMPLETA ( 150 E. CALL EXIT ) *****COPPE159
240 JSEGMT=0 COPPE160
DO 250 I=1,150 COPPE161
SIMFLO(I)=0. COPPE162
PREC(I)=0. COPPE163
250 CONTINUE COPPE164
C NOVO AND *****COPPE165
IF (MONTH-13) 280,260,280 COPPE166
260 JD TD=0 COPPE167
MONTH=1 COPPE168
JYR=JYR+1 COPPE169
JDPY=365 COPPE170
C PULA AND *****COPPE171
IF (MOD(JYR,4)) 280,270,280 COPPE172
270 JDPY=366 COPPE173
280 IDAYS=JDPM(MONTH) COPPE174
IF (MONTH-2) 310,290,310 COPPE175
290 IF (MOD(JYR,4)) 310,300,310 COPPE176
300 IDAYS=29 COPPE177
C CORRE CADA SEGMENTO POR 1 MES *****COPPE178
310 IF (NEWVAL(MONTH)+IFIRST) 330,330,320 COPPE179
320 READ 2312, KSEGMT, JRINT, ISEG1, ISEG2, NRELEM, LAG, (C(I), I=1, NRELEM) COPPE180
READ 2312, (D(I), I=1, NRELEM) COPPE181
330 ISIZE=1440/JRINT COPPE182
IPREC=JPREC(KSEGMT) COPPE183
YESDAY = CHNLG(KSEGMT) COPPE184
C CONSTROI RUNOFF ARRAY PARA CADA DIA NO TAPE *****COPPE185
DO 350 I=1, IDAYS COPPE186
WRITE (INew) MONTH, I, JYR, KSEGMT, JRINT, ISIZE, (SIMFLO(IA), IA=1, 150 ) COPPE187
350 CONTINUE COPPE188
IF (NEWVAL(MONTH)+IFIRST) 430,430,360 COPPE189
360 READ 2320, PANFAC, RTZONE COPPE190
RTZONE=RTZONE*0.3937 COPPE191
READ 2280, IOPT1, IOPT2, IOPT3, IOPT4, IOPT6 COPPE192
IF(IRECOD(KSEGMT)) 362, 363, 363 COPPE193
362 IOPT5 = 1 COPPE194
GO TO 364 COPPE195

```

363	IOPTS = 0	COPPE196
364	CONTINUE	COPPE197
	IF (IOPT1-1) 380,370,380	COPPE198
370	READ 2320, BASE	COPPE199
	BASE=BASE*35.31	COPPE200
380	CONTINUE	COPPE201
	IF (IOPT3-1) 410,420,410	COPPE202
410	IF (IOPT4-1) 430,420,430	COPPE203
420	READ 2330, LTR,(NAMSEG(I),I=1,19)	COPPE204
430	CONTINUE	COPPE205
	IF (JYR-IYR) 450,440,450	COPPE206
440	IF (MONTH-10) 450,750,450	COPPE207
450	IF (ISEG1) 680,680,460	COPPE208
460	CONTINUE	COPPE209
C	ASSIMULATE RUNOFF FROM UPSTREAM SEGMENT(S) INTO RUNOFF ARRAY	COPPE210
C	ON TAPE *****	COPPE211
C	*****	COPPE212
C	PRIMEIRO SEGMENTO *****	COPPE213
	CALL TPSWCH (IOLD,INEW,ISEGMT,KSEGMT,IDAYS,SIMFLO)	COPPE214
	REWIND IOLD	COPPE215
470	READ (IOLD) MONTH1,IA,JYR1,JSEGMT,IRINT,ISIZE,(SIMFLO(IB),IB=1,150)	COPPE216
	1)	COPPE217
	CALL TAPCHK(1,IA,MONTH,MONTH1,JYR,JYR1,1)	COPPE218
	IF (JSEGMT-ISEG1) 470,480,470	COPPE219
480	DO 510 I=1,IDAYS	COPPE220
	IF (IRINT-JRINT) 490,500,490	COPPE221
490	CALL SHIFTT (JRINT,IRINT1,SIMFLO)	COPPE222
500	WRITE (INEW) MONTH1,I,JYR,KSEGMT,IRINT,ISIZE,(SIMFLO(IB),IB=1,150)	COPPE223
	READ (IOLD)MONTH1,IA,JYR1,JSEGMT,IRINT,ISIZE,(SIMFLO(IB),IB=1,150)	COPPE224
	CALL TAPCHK(I+1,IA,MONTH,MONTH1,JYR,JYR1,2)	COPPE225
510	CONTINUE	COPPE226
C	SEGUNFO SEGMENTO *****	COPPE227
	IF (ISEG2) 680,680,520	COPPE228
520	CALL TPSWCH (IOLD,INEW,1,KSEGMT,IDAYS,SIMFLO)	COPPE229
	REWIND ISCRTH	COPPE230
530	READ (IOLD) MONTH1,IA,JYR1,JSEGMT,IRINT,ISIZE,(SIMFLO(IB),IB=1,150)	COPPE231
	1)	COPPE232
	WRITE (INEW) MONTH1,IA,JYR1,JSEGMT,IRINT,ISIZE,(SIMFLO(IB),IB=1,150)	COPPE233
	10)	COPPE234

	IF (JSEGMT-ISEG2) 550,540,550	COPPE235
540	WRITE (ISCRTH) MONTH1,IA,JYR1,JSEGMT,IRINT,ISIZE,(SIMFLO(IB),IB=1,1150)	COPPE236
		COPPE237
550	IF(JSEGMT+1-KSEGMT)530,560,530	COPPE238
560	IF (IA-JDPM(MONTH1)) 530,570,530	COPPE239
570	REWIND ISCRTH	COPPE240
	DO 610 I=1,IDAYS	COPPE241
	READ (IOLD) MONTH1,IA,JYR1,JSEGMT,IRINT,ISIZE,(SIMFLO(IB),IB=1,150	COPPE242
	1)	COPPE243
	CALL TAPCHK(I,IA,MONTH,MONTH1,JYR,JYR1,3)	COPPE244
	READ (ISCRTH) MONTH1,IA,JYR1,JSEGMT,IRINT1,JSIZE,(PREC(IB),IB=1,150	COPPE245
	10)	COPPE246
	CALL TAPCHK(I,IA,MONTH,MONTH1,JYR,JYR1,4)	COPPE247
	IF (IRINT1-JRINT) 580,590,580	COPPE248
580	CALL SHIFTT (JRINT,IRINT1,PREC)	COPPE249
590	CONTINUE	COPPE250
	DO 600 II=1,ISIZE	COPPE251
	SIMFLO(II)=SIMFLO(II)+PREC(II)	COPPE252
600	CONTINUE	COPPE253
	WRITE (INEW) MONTH,I,JYR,KSEGMT,JRINT,ISIZE,(SIMFLO(IB),IB=1,150)	COPPE254
610	CONTINUE	COPPE255
	IF (LAG) 680,680,620	COPPE256
620	DO 630 I=1,150	COPPE257
630	PREC(I)=0.	COPPE258
	IT=LAG+1	COPPE259
	CALL TRSWCH (IOLD,INEW,ISEGMT,KSEGMT,IDAYS,SIMFLO)	COPPE260
640	READ (IOLD) MONTH1,IA,JYR1,JSEGMT,JRINT,ISIZE,(SIMFLO(IB),IB=1,150	COPPE261
	1)	COPPE262
	DO 650 II=IT,ISIZE	COPPE263
	IA=ISIZE+IT-II	COPPE264
	TRS(IA)=SIMFLO(IA)	COPPE265
	SIMFLO(IA)=SIMFLO(IA-LAG)	COPPE266
650	CONTINUE	COPPE267
	DO 660 II=1,LAG	COPPE268
	SIMFLO(II)=PREC(II)	COPPE269
	PREC(II)=TRS(ISIZE-LAG+II)	COPPE270
660	CONTINUE	COPPE271
	WRITE (INEW) MONTH,IA,JYR,KSEGMT,JRINT,ISIZE,(SIMFLO(IB),IB=1,150)	COPPE272
	IF (IA-IDAYS) 640,670,670	COPPE273

```

670 CONTINUE COPPE274
C ADICIONA O ESC. GERADO NO ULTIMO MES , MAS NAO PASSOU PELA ESTACAO COPPE275
680 II=0 COPPE276
IA=0 COPPE277
JSIZE = NRELEM COPPE278
690 II=II+1 COPPE279
CALL TPSWCH (IOLD,INEW,ISEGMT,KSEGMT,IDAYS,SIMFLO) COPPE280
READ (IOLD) MONTH1,I,JYR1,JSEGMT,JRINT,ISIZE,(SIMFLO(IB),IB=1,150) COPPE281
IB=II+JSIZE COPPE282
IF (IB - NRELEM) 710, 710, 700 COPPE283
700 JSIZE = NRELEM - IA COPPE284
710 DO 720 I=1,JSIZE COPPE285
SIMFLO(I)=SIMFLO(I)+CARRY0(KSEGMT,I+IA) COPPE286
720 CONTINUE COPPE287
WRITE (INEW) MONTH,II,JYR,KSEGMT,JRINT,ISIZE,(SIMFLO(IB),IB=1,150) COPPE288
IA=IB COPPE289
IF (IB - NRELEM) 690, 730, 730 COPPE290
730 CONTINUE COPPE291
IF (II-IDAYS) 740,750,750 COPPE292
740 READ (IOLD) MONTH1,IA,JYR1,JSEGMT,JRINT1,ISIZE,(SIMFLO(IB),IB=1,150) COPPE293
10) COPPE294
WRITE (INEW) MONTH1,IA,JYR1,JSEGMT,JRINT1,ISIZE,(SIMFLO(IB),IB=1,150) COPPE295
150) COPPE296
II=II+1 COPPE297
GO TO 730 COPPE298
750 CONTINUE COPPE299
C CALCULO DO CICLO BASICO ( NAO PODE SER MAIOR QUE 15 MIN. ) ***** COPPE300
LOOP=1440/JRINT COPPE301
IT=IPREC COPPE302
IF (NEWVAL(MONTH)+IFIRST) 840,840,790 COPPE303
C LE PARAMETROS ***** COPPE304
790 IFIRST=0 COPPE305
IF(JYR-IYR)836,820,836 COPPE306
820 IF(MONTH-10)836,830,836 COPPE307
830 READ 2320,AAA,BBB,CCC,DDD,EEE,FFF,GGG,HHH COPPE308
836 CALL ESCRE(KSEGMT,JRINT,IT,ATOTAL,APERVS,AOLFSF,AOLFDS,DSMAX, COPPE309
1VINSTM,DEPTHU,DEPTHT,DEPTHB,CHANLG,RTZONE,ALPHA,ROUGH,SLOPE,VLENGHCOPPE310
2,XKSATT,XKSATB,UZST,VTZST,VBZST,ALFAU,UZMIN,VITMIN,VIBMIN,XKSAT, COPPE311
3C1,C2,C3,C4,C5,C6,POROSU ,C10,C11,C12,C13,C14,C15,C16,C17,JYR, COPPE312

```


4	MONTH,AAA,BBB,CCC,DDD,EEE,FFF,GGG,HHH,POROST,POROSB,ALFAT,	COPPE313
	5ALFAB,CH1,CH2,CH3,SMMINU,SMMINT,SMMINB)	COPPE314
	IF(JYR-IYR) 840,837,840	COPPE315
837	IF(MONTH-10) 840,838,840	COPPE316
838	QW=0.03937	COPPE317
	TIZS1(KSEGMT)=AAA*QW	COPPE318
	BIZS1(KSEGMT)=BBB*QW	COPPE319
	QLS1(KSEGMT)=CCC*QW	COPPE320
	DS1(KSEGMT)=DDD*QW	COPPE321
	UZS1(KSEGMT)=EEE*QW	COPPE322
	GWS1(KSEGMT)=FFF*QW	COPPE323
	DELINI(KSEGMT)=GGG*QW	COPPE324
	VINST1(KSEGMT)=HHH*QW	COPPE325
840	VINSTG=VINST1(KSEGMT)	COPPE326
	QLS=QLS1(KSEGMT)	COPPE327
	DS=DS1(KSEGMT)	COPPE328
	UZS=UZS1(KSEGMT)	COPPE329
	TIZS=TIZS1(KSEGMT)	COPPE330
	BIZS=BIZS1(KSEGMT)	COPPE331
	GWS=GWS1(KSEGMT)	COPPE332
	DELINF=DELINI(KSEGMT)	COPPE333
C	CHECK DOS VALORES INICIAIS COM SEUS MAX. E MINIMOS *****	COPPE334
	IF(DS-DSMAX) 860,860,850	COPPE335
850	PRINT 2835	COPPE336
	PRINT 3030, DS,DSMAX	COPPE337
	PRINT 2835	COPPE338
	DS=DSMAX	COPPE339
860	IF(UZS-UZST) 880,880,870	COPPE340
870	PRINT 2835	COPPE341
	PRINT 2995, UZS,UZST	COPPE342
	PRINT 2835	COPPE343
	UZS=UZST	COPPE344
880	IF(UZS-UZMIN) 890,900,900	COPPE345
890	PRINT 2835	COPPE346
	PRINT 2990, UZS,UZMIN	COPPE347
	PRINT 2835	COPPE348
	UZS=UZMIN	COPPE349
900	IF(TIZS-VITMIN) 910,920,920	COPPE350
910	PRINT 2835	COPPE351

	PRINT 3000, TIZS,VITMIN		COPPE352
	PRINT 2835		COPPE353
	TIZS=VITMIN		COPPE354
920	IF (TIZS-VTZST) 940, 940,930		COPPE355
930	PRINT 2835		COPPE356
	PRINT 3005, TIZS,VTZST		COPPE357
	PRINT 2835		COPPE358
	TIZS=VTZST		COPPE359
940	IF (BIZS-VIBMIN) 950,960,960		COPPE360
950	PRINT 2835		COPPE361
	PRINT 3010, BIZS,VIBMIN		COPPE362
	PRINT 2835		COPPE363
	BIZS=VIBMIN		COPPE364
960	IF (BIZS-VBZST) 980,980,970		COPPE365
970	PRINT 2835		COPPE366
	PRINT 3015, BIZS,VBZST		COPPE367
	PRINT 2835		COPPE368
	BIZS=VBZST		COPPE369
980	CONTINUE		COPPE370
C	VARIAVEIS ESTATISTICAS *****		COPPE371
	SSRAIN=0.		COPPE372
	SSEVAP=0.		COPPE373
	SSSF=0.		COPPE374
	SSOLF=0.		COPPE375
	SSGWF=0.		COPPE376
	SSIF=0.		COPPE377
	SSUF=0.		COPPE378
	DO 990 I=1,150		COPPE379
	TR5(I)=0.		COPPE380
990	CONTINUE		COPPE381
C	LOOP DIARIO *****		COPPE382
	PRINT 2970, MONTH,JYR		COPPE383
	PRINT 2355		COPPE384
	PRINT 2360		COPPE385
	PRINT 2370		COPPE386
	REWIND 1		COPPE387
	REWIND 7		COPPE388
	CALL TPSWCH (IOLD,INEW,ISEGMT,KSEGMT,IDAYS,SIMFLO)		COPPE389
	DO 1530 IDAY=1,IDAYS		COPPE390

	READ(3)MONTH1,IAI, JYR1,KSEGMT,IT,ISIZE,(PREC(IB),IB=1,150)	COPPE391
	CALL TAPCHK(IDAY,IAI, MONTH,MONTH1,JYR,JYR1,5)	COPPE392
	READ (IOLD) MONTH1,IA,JYR1,JSEGMT,JRINT,JSIZE,(SIMFLO(IB),IB=1,150	COPPE393
	1)	COPPE394
	CALL TAPCHK(IDAY,IA, MONTH,MONTH1,JYR,JYR1,6)	COPPE395
C	ADICIONA O ESCOAMENTO GERADO ONTEM *****	COPPE396
	DO 1000 I=1,LOOP	COPPE397
	SIMFLO(I)=TRS(I)+SIMFLO(I)	COPPE398
	TRS(I)=0.	COPPE399
1000	CONTINUE	COPPE400
	IA=LOOP +1	COPPE401
	DO 1010 I=IA,150	COPPE402
	TRS(I-IA+1)=TRS(I)	COPPE403
	TRS(I)=0.	COPPE404
1010	CONTINUE	COPPE405
C	SOMATORIOS DOS ESC. DIARIOS *****	COPPE406
	PSUB=0.	COPPE407
	PIMP=0.	COPPE408
	POVF=0.	COPPE409
	PDS=0.	COPPE410
	PGW=0.	COPPE411
	VAZ=0.	COPPE412
	SOMAT=0.	COPPE413
	SBIN=0.	COPPE414
	SBOUT=0.	COPPE415
	SGIN=0.	COPPE416
	SGOUT=0.	COPPE417
	IRAIN=0	COPPE418
	SDAYFL=0.	COPPE419
	SDPREC=0.	COPPE420
	SDINTS=0.	COPPE421
	SDOLSI=0.	COPPE422
	SDOLSO=0.	COPPE423
	SDDSI=0.	COPPE424
	SDDSO=0.	COPPE425
	SDUZSI=0.	COPPE426
	SDUZSO=0.	COPPE427
	SDTINI=0.	COPPE428
	SDTINO=0.	COPPE429

```

SDNFLI=0. COPPE430
SDNFLO=0. COPPE431
SDUEP=0. COPPE432
SEVARS=0. COPPE433
RQ=0. COPPE434
DELT=FLOAT(IT)/60. COPPE435
X=IDAY COPPE436
C EVAPORACAO DIARIA POTENCIAL ***** COPPE437
IF(IOPT7) 1012,1015,1012 COPPE438
1012 POTEVP=POTEVV(IDAY)/2.54 COPPE439
GOTO1016 COPPE440
1015 POTEVP=(EVAP1(MONTH)*X*X+EVAP2(MONTH)*X+EVAP3(MONTH)) COPPE441
1016 X=FLOAT(JDTD)+X COPPE442
JAD=IFIX(X)/10+1 COPPE443
DELTA=AD(JAD)+(X-FLOAT(10*JAD-10))/10.*(AD(JAD+1)-AD(JAD)) COPPE444
COSH=(-SIN(XLAT)*SIN(DELTA)-.0145)/(COS(XLAT)*COS(DELTA)) COPPE445
H=ARCOS(COSH)*3.82044 COPPE446
IF(IFIX(X)-260) 1020,1030,1030 COPPE447
1020 ET=12.+(9.36-0.0467*X+6.9*SIN(.04*(X-14.)))/60. COPPE448
GO TO 1040 COPPE449
1030 ET=12.+( -15.3+.04*X+13.6*SIN(.0308*(X-360.)))/60. COPPE450
1040 X=AMOD(XLONG,15.) COPPE451
IF(X-7.5) 1050,1050,1060 COPPE452
1050 CORREC=X/15. COPPE453
GO TO 1070 COPPE454
1060 CORREC=X/15.-1. COPPE455
1070 TB=ET-H+CORREC+.5+CORTZ COPPE456
TE=ET+H+CORREC+1.+CORTZ COPPE457
TH=.75*(TE-TB)+TB COPPE458
E4=SIN(.2618*(TE-TH+6.)) COPPE459
E5=SIN(.2618*(TB-TH+6.)) COPPE460
E2=(E4-E5)/(TE-TB) COPPE461
E3=(TE*E5-TB*E4)/(TE-TB) COPPE462
E1=POTEVP/((3.82*(COS(.2618*(TB-TH+6.))-COS(.2618*(TE-TH+6.))))+.5 COPPE463
I#E2*(TB*TB-TE*TE)+E3*(TB-TE)) COPPE464
C BASIC TIME LOOP ***** COPPE465
DO 1520 I=1,ISIZE COPPE466
RAIN=PREC(I)*DELT COPPE467
SDPREC=SDPREC+RAIN COPPE468

```

```

      SSRAIN=SSRAIN+RAIN                                COPPE469
      IF (RAIN-.0001) 1090,1090,1080                    COPPE470
C   SEPARACA 4 AS AREAS PERMEAVEL E IMPERMEAVEL        *****COPPE471
1080 X=(1.-APERVS)*RAIN                                  COPPE472
      PIMP=PIMP+X                                        COPPE473
      IRAIN=1                                           COPPE474
      VAZ=VAZ+X                                         COPPE475
      PCM=404.                                          COPPE476
      CALL ADJUST (RAIN,RO,X)                           COPPE477
      SOMAT=SOMAT+RAIN                                  COPPE478
      SDINTS=SDINTS+AMIN1 (RAIN,C6*(VINSTM-VINSTG))    COPPE479
C   INTERCEPCAO *****COPPE480
      PCM=405.                                          COPPE481
      CALL ADJUST (RAIN,VINSTG,AMIN1 (RAIN,C6*(VINSTM-VINSTG))) COPPE482
1090 X1=(AOLFSF+AOLFDS)*RAIN.                          COPPE483
      OLSI=OLS                                          COPPE484
C   ESCOAMENTO SUPERFICIAL *****COPPE485
      PCM=408.                                          COPPE486
      CALL ADJUST (RAIN,OLS,X1)                         COPPE487
      SDDSI=SDDSI+RAIN                                  COPPE488
      SDOLSI=SDOLSI+X1                                  COPPE489
      DS=DS+RAIN                                        COPPE490
      IF (DS-.0001) 1100,1100,1110                    COPPE491
1100 IF (OLS-.0001) 1210,1210,1110                    COPPE492
C   INFILTRACAO *****COPPE493
1110 IF (UZST-UZS) 1112, 1112, 1114                  COPPE494
1112 SEEP=DELT*XKSAT                                  COPPE495
      GO TO 1116                                        COPPE496
1114 SEEP=DELT*(C1*(UZST-UZS)**C2+XKSAT)              COPPE497
1116 X=(1.-AOLFSF-AOLFDS)*DS/DSMAX                   COPPE498
      IF (DS/DSMAX-1.) 1130,1130,1120                 COPPE499
1120 X=1.-AOLFSF-AOLFDS                               COPPE500
1130 Y=UZST-UZS                                        COPPE501
C   INFILTRACAO DO ESC. SUPERFICIAL *****COPPE502
      X4 = AMIN1 (SEEP*(1.-X),OLS,Y*(1.-X))           COPPE503
      SDOLSO=SDOLSO+X4                                 COPPE504
      SDUZSI=SDUZSI+X4                                 COPPE505
      PCM=422.                                          COPPE506
      CALL ADJUST (OLS, UZS, X4)                       COPPE507

```

```

IF (SEEP*(1.-X) - X4) 1132, 1132, 1131 COPPE508
1131 X4 = AMINI((SEEP*(1.-X)-X4),OLS,(VTZST-TIZS)) COPPE509
SDTINI=SDTINI+X4 COPPE510
SDOLSO=SDOLSO+X4 COPPE511
PCM=425. COPPE512
CALL ADJUST (OLS, TIZS, X4) COPPE513
C INFILTRACAO DAS DEPRESSOES ***** COPPE514
1132 X4 = AMINI(X*SEEP,DS,Y*X) COPPE515
SDDSO=SDDSO+X4 COPPE516
SDUZSI=SDUZSI+X4 COPPE517
PCM=427. COPPE518
CALL ADJUST (DS, UZS, X4) COPPE519
IF (X*SEEP - X4) 1134, 1134, 1133 COPPE520
1133 X4 = AMINI((X*SEEP-X4),DS,(VTZST-TIZS)) COPPE521
SDDSO=SDDSO+X4 COPPE522
SDTINI=SDTINI+X4 COPPE523
PCM=430. COPPE524
CALL ADJUST ( DS, TIZS, X4) COPPE525
1134 CONTINUE COPPE526
C CALCULO DO ESC. SUPERFICIAL ***** COPPE527
IF(OLSI)1140,1140,1150 COPPE528
1140 IF (OLS) 1210,1210,1150 COPPE529
1150 OFSAVG=.5*(OLSI+OLS) COPPE530
P1=PREC(I) COPPE531
OFSEQU=.000818*(P1*ROUGH*VLENGH)**0.6*VLENGH/SLOPE**0.3 COPPE532
IF (OFSAVG-OFSEQU) 1170,1170,1160 COPPE533
1160 OFSEQU=OFSAVG COPPE534
1170 OLF=64200.*SLOPE**.5*(OFSAVG*(1+.6*(OFSAVG/OFSEQU)**3)/VLENGH)**1 COPPE535
1.67/(ROUGH*VLENGH)*DELT COPPE536
C CALCULO DO ESC. SUPERFICIAL PARA O CANAL ***** COPPE537
PIPO=AMINI(OLS*AOLFSF/(AOLFSF+AOLFDS),AOLFSF*OLF) COPPE538
SDOLSO=SDOLSO+PIPO COPPE539
SSOLF=SSOLF+PIPO COPPE540
POVF=POVF+PIPO COPPE541
PCM=439. COPPE542
VAZ=VAZ+PIPO COPPE543
CALL ADJUST(OLS,RO,PIPO) COPPE544
C CALCULO DO ESC, SUPERFICIAL PARA AS DEPRESSOES ***** COPPE545
PIPA=AMINI(AOLFDS*OLF,OLS*AOLFDS/(AOLFDS+AOLFSF)) COPPE546

```

	SDDSI=SDDSI+PIPA	COPPE547
	SDOLSO=SDOLSO+PIPA	COPPE548
	PCM=440.	COPPE549
	CALL ADJUST (OLS,DS,AMINI(AOLFDS*OLF,OLS))	COPPE550
C	RUNOFFF DAS DEPRESSOES *****	COPPE551
	IF (DS/DSMAX-1.) 1190,1180,1180	COPPE552
1180	X=1.-AOLFSF	COPPE553
	GO TO 1200	COPPE554
1190	X=C15*(1.-AOLFSF)*(DS/DSMAX)**.5	COPPE555
1200	CONTINUE	COPPE556
	COCO=AMINI(X*OLF,DS)	COPPE557
	SSOLF=SSOLF+COCO	COPPE558
	SDDSO=SDDSO+COCO	COPPE559
	PDS=PDS+COCO	COPPE560
	VAZ=VAZ+COCO	COPPE561
	PCM=446.	COPPE562
	CALL ADJUST(DS,RO,COCO)	COPPE563
C	DO UPPER ZONE PARA O TOP DO INTERMEDIARIO *****	COPPE564
1210	CONTINUE	COPPE565
	XNUMU=(UZS/DEPTHU-SMMINU)/(POROSU-SMMINU)	COPPE566
	XNUMT=(TIZS/DEPTHT-SMMINT)/(POROST-SMMINT)	COPPE567
	IF(XNUMU) 1211,1212,1212	COPPE568
1211	XNUMU=0.	COPPE569
1212	IF(XNUMT) 1213,1214,1214	COPPE570
1213	XNUMT=0.	COPPE571
1214	XK=(XKSAT*(XNUMU**C17)+XKSATT*(XNUMT**C17))*0.5	COPPE572
	PSIU=ALOG(XK/XKSAT)/ALFAU	COPPE573
	PSIT=ALOG(XK/XKSATT)/ALFAT	COPPE574
	X=XK*((PSIU-PSIT)/((DEPTHU+DEPTHT)*0.5)+1.)*DELT	COPPE575
	IF(X) 1220,1280,1250	COPPE576
1220	X=-X	COPPE577
	IF(X-(TIZS-VITMIN)) 1240,1240,1230	COPPE578
1230	X=TIZS-VITMIN	COPPE579
1240	PUT=AMINI(X,UZST-UZS)	COPPE580
	SDTINO=SDTINO+PUT	COPPE581
	SDUZSI=SDUZSI+PUT	COPPE582
	PCM=3.	COPPE583
	CALL ADJUST(TIZS,UZS,PUT)	COPPE584
	GO TO 1280	COPPE585

1250	CONTINUE	COPPE586
	IF (X-(UZS- UZMIN))1270,1270,1260	COPPE587
1260	X=UZS-UZMIN	COPPE588
1270	POR=AMINI (X,VTZST-TIZS)	COPPE589
	SDUZSO=SDUZSO+POR	COPPE590
	SDTINI=SDTINI+POR	COPPE591
	PCM=4.	COPPE592
	CALL ADJUST(UZS,TIZS,POR)	COPPE593
C	INTERFLOW *****	COPPE594
1280	IF(TIZS/VTZST-C10)1300,1300,1290	COPPE595
1290	IF(UZS-.75*UZST)1300,1300,1295	COPPE596
1295	VINFLO=C16*(TIZS-C10*VTZST)	COPPE597
	PAR=AMINI(VINFLO,TIZS-VITMIN)	COPPE598
	SDTINO=SDTINO+PAR	COPPE599
	SDNFLI=SDNFLI+PAR	COPPE600
	PCM=467.	COPPE601
	CALL ADJUST(TIZS,DELINF,PAR)	COPPE602
C	ESC. DO TOP PARA O BOTTON DO INTERMEDIARIO *****	COPPE603
1300	CONTINUE	COPPE604
	XNUMT=(TIZS/DEPTH-T-SMMINT)/(POROST-SMMINT)	COPPE605
	XNUMB=(BIZS/DEPTHB-SMMINB)/(POROSB-SMMINB)	COPPE606
	IF(XNUMT)1301,1302,1302	COPPE607
1301	XNUMT=0.	COPPE608
1302	IF(XNUMB)1303,1304,1304	COPPE609
1303	XNUMB=0.	COPPE610
1304	XK=(XKSATT*(XNUMT**C17)+XKSATB*(XNUMB**C17))*0.5	COPPE611
	PSIT=ALOG(XK/XKSATT)/ALFAT	COPPE612
	PSIB=ALOG(XK/XKSATB)/ALFAB	COPPE613
	X=XK*((PSIT-PSIB)/((DEPTH+DEPTHB)*0.5)+1.)*DELT	COPPE614
	IF (X) 1310,1370,1340	COPPE615
1310	X=-X	COPPE616
	PCM=478.	COPPE617
	IF (X-(BIZS-VIBMIN)) 1320,1330,1330	COPPE618
1320	X=BIZS-VIBMIN	COPPE619
1330	CALL ADJUST (BIZS,TIZS,X)	COPPE620
	SBOUT=SBOUT+X	COPPE621
	SDTINI=SDTINI+X	COPPE622
	GO TO 1370	COPPE623
1340	CONTINUE	COPPE624


```

PCM=483.
IF (X-(TIZS-VITMIN)) 1360,1360,1350
1350 X=TIZS-VITMIN
1360 CALL ADJUST (TIZS,BIZS,X)
      SBIN=SBIN+X
      SDTINO=SDTINO+X
1370 CONTINUE
C     ESC. DO BOTTTON PARA O LENCOL *****COPPE632
      X=XKSATB*DELT*((BIZS/DEPTHB-SMMINB)/(POROSB-SMMINB))*C17
      IF (X-(BIZS-VIBMIN)) 1390,1390,1380
1380 X=BIZS-VIBMIN
1390 CALL ADJUST (BIZS,GWS,X)
      SBOUT=SBOUT+X
      SGIN=SGIN+X
C     ESC. DO LENCOL PARA CANAL *****COPPE639
      PCM=494.
1395 IF (GWS-C11) 1410,1410,1400
1400 X=(GWS-C11)*C12*((GWS+X)/GWS)
      SSGWF=SSGWF+X
      PCM=493.
      PGW=PGW+X.
      VAZ=VAZ+X
      CALL ADJUST (GWS,RO,X)
      SGOUT=SGOUT+X
C     PERDAS DO LENCOL *****COPPE649
1410 Y=C13*GWS
      CALL ADJUST (GWS,UNDFLO,Y)
      SGOUT=SGOUT+Y
      SSUF=SSUF+Y
C     RUNOFF DO INTERFLOW *****COPPE654
1420 IF ( DELINF-.000001) 1430,1430,1420
      X=(C14*DELINF)
      PCM=498.
      VAZ=VAZ+X
      PSUB=PSUB+X
      CALL ADJUST (DELINF,RO,X)
      SDNFLO=SDNFLO+X
      SSIF=SSIF+X.
C     EVARORACAO *****COPPE663

```

```

1430 IF (PREC(I))1465,1435,1431 COPPE664
1431 IF (I-1)1465,1435,1432 COPPE665
1432 IF (PREC(I-1))1465,1435,1465 COPPE666
1435 CONTINUE COPPE667
      HOUR=FLOAT(I*IT)/60. COPPE668
      IF (HOUR-TB) 1465,1465,1440 COPPE669
1440 IF (HOUR-TE) 1450,1465,1465 COPPE670
1450 EVAPOT=-E1*(SIN(.2618*(HOUR-TH+6.))-E2*HOUR-E3)*DELT*PANFAC COPPE671
      SSEVAP = SSEVAP + ABS(EVAPOT) COPPE672
      SEVARS=SEVARS+ABS(EVAPOT) COPPE673
      CONSUM = TRANPO(MONTH) * ABS(EVAPOT) COPPE674
C EVAPORACAO DA INTERCEPCAO *****COPPE675
  PCM=506. COPPE676
  CALL ADJUST (VINSTG,EVAPOT,AMINI(VINSTG,ABS(EVAPOT))) COPPE677
  PER=AMINI(OLS,(AOLFSF+AOLFDS)*ABS(EVAPOT)) COPPE678
  SDOLSO=SDOLSO+PER COPPE679
C EVAPORACAO DO ESC. SUPERFICIAL *****COPPE680
  PCM=5. COPPE681
  CALL ADJUST(OLS,EVAPOT,PER) COPPE682
  SDDSO=SDDSO+AMINI(DS,ABS(EVAPOT)*DS/DSMAX*(1.-AOLFSF-AOLFDS)) COPPE683
C EVAPORACAO DAS DEPRESSOES *****COPPE684
  PCM=507. COPPE685
  CALL ADJUST (DS,EVAPOT,AMINI(DS,ABS(EVAPOT)*DS/DSMAX*(1.-AOLFSF-
1LFDS))) COPPE686
  SDUZSO=SDUZSO+AMINI(ABS(EVAPOT)*((UZS-UZMIN)/(UZST-UZMIN))*ALPHA COPPE688
  1*(AOLFDS+AOLFSF),UZS-UZMIN) COPPE689
C EVAPORACAO DA SUPERFICIE DO SOLO *****COPPE690
  PCM=509. COPPE691
  CALL ADJUST(UZS,EVAPOT,AMINI(ABS(EVAPOT)*((UZS-UZMIN)/(UZST-UZMIN)
1) COPPE693
  1**ALPHA*(AOLFSF+AOLFDS),UZS-UZMIN) ) COPPE694
  IF (CONSUM)1460,1460,1455 COPPE695
1455 IF (RTZONE - DEPTHU) 1456,1456,1457 COPPE696
1456 SDUZSO=SDUZSO+AMINI(UZS-UZMIN,CONSUM) COPPE697
  PCM=514. COPPE698
  CALL ADJUST(UZS,EVAPOT,AMINI(UZS-UZMIN ,CONSUM)) COPPE699
  GO TO 1460 COPPE700
1457 SDUZSO=SDUZSO+AMINI(UZS-UZMIN,DEPTHU*CONSUM/RTZONE) COPPE701
  PCM=516. COPPE702

```

```

CALL ADJUST(UZS, EVAPOT, AMINI (UZS-UZMIN, DEPTHU*CONSUM/RTZONE))      COPPE703
SDTINO=SDTINO+AMINI (TIZS-VITMIN, CONSUM*(1.-DEPTHU/RTZONE))      COPPE704
PCM=517.                                                              COPPE705
CALL ADJUST(TIZS, EVAPOT, AMINI (TIZS-VITMIN, CONSUM*(1.-DEPTHU/RTZONE)
1)))                                                                    COPPE706
C FIM DO MOVIMENTO D'AGUA NESTE CICLO. FIM DO JRIINT PERIODO. ****COPPE708
1460 SSEVAP = SSEVAP + EVAPOT                                          COPPE709
SEVARS=SEVARS+EVAPOT                                                COPPE710
1465 IF (MOD(I*IT, JRINT)) 1520, 1470, 1520                          COPPE711
C LAG RUNOFF ATRAVES DO HISTOGRAMA *****COPPE712
1470 SSSF=SSSF+RO                                                    COPPE713
IF (RO-DVD) 1475, 1475, 1477                                         COPPE714
1475 DO 1476 J=1, NRELEM                                             COPPE715
1476 CC(J)=D(J)                                                       COPPE716
GOTO 1479                                                            COPPE717
1477 DO 1478 J=1, NRELEM                                             COPPE718
1478 CC(J)=C(J)                                                       COPPE719
1479 IF (RO-.0001) 1520, 1520, 1480                                  COPPE720
1480 DO 1510 J=1, NRELEM                                             COPPE721
II=(I*IPREC-1)/JRINT+J                                             COPPE722
IF (II-LOOP) 1490, 1490, 1500                                       COPPE723
1490 SIMFLO(II)=CC(J)*RO*ATOTAL+SIMFLO(II)                          COPPE724
GO TO 1510                                                            COPPE725
1500 TRS(II-LOOP)=CC(J)*RO*ATOTAL+TRS(II-LOOP)                      COPPE726
1510 CONTINUE                                                         COPPE727
RO=0.                                                                  COPPE728
C FIM DO BASIC TIME LOOP *****COPPE729
1520 CONTINUE                                                         COPPE730
PRINT 2350, IDAY, SDPREC, SDINTS, SDOLSI, SDOLSO, SDDSI, SDDSO,
1SDUZSI, SDUZSO, SDTINI, SDTINO, SDNFLI, SDNFLO, SEVARS, POTEVP     COPPE731
LILL=JDPM(MONTH)                                                    COPPE733
CALL CANEDO(LILL, IDAY, SDPREC, SOMAT, SBIN, SBOUT, SGIN, SGOUT)     COPPE734
CALL PAULO(LILL, IDAY, PIMP, POV, PDS, PGW, VAZ, PSUB)              COPPE735
WRITE(7) OLS, DS, UZS, TIZS, DELINF, IRAIN, BIZS, GWS, UNDFLO      COPPE736
C CHANNEL LAG *****COPPE737
SIMFLO(1)=(1.-CHANLG)*SIMFLO(1)+YESDAY                               COPPE738
DO 1560 IA=2, LOOP                                                  COPPE739
SIMFLO(IA)=SIMFLO(IA)*(1.-CHANLG)+CHANLG*SIMFLO(IA-1)             COPPE740
1560 CONTINUE                                                         COPPE741

```

```

YESDAY=CHANLG*SIMFLO(LOOP )
DO1522IA=1,LOOP
1522 SDAYFL=SIMFLO(IA)+SDAYFL
C CONVERSAO DE SDAYFL DE POL/DIA PARA CFS ( ATOTAL EM ACRES) **
DAILYF(IDAY)=SDAYFL *.042014
WRITE (INew) MONTH, IDAY, JYR, KSEGMT, JRINT, LOOP ,(SIMFLO( IB), IB=1, 15
10)
C FIM DO LOOP DIARIO *****
1530 CONTINUE
C PRESERVA ESC. GERADO ESTE MES MAS NAO APARECE NO CANAL ATE MES QUE VECOPPE751
DO 1550 I = 1, NRELEM
CARRYO(KSEGMT, I)=TRS(I)
1550 CONTINUE
C GUARDA OS VALORES FINAIS P/ INICIALIZAR O PROXIMO MES *****
BIZS1(KSEGMT)=BIZS
DELIN1(KSEGMT)=DELINF
DS1(KSEGMT)=DS
GWS1(KSEGMT)=GWS
OLS1(KSEGMT)=OLS
TIZS1(KSEGMT)=TIZS
UZS1(KSEGMT)=UZS
VINST1(KSEGMT)=VINSTG
SRAIN(KSEGMT, MONTH)=SSRAIN
SEVAP(KSEGMT, MONTH)=SSEVAP
SSF(KSEGMT, MONTH)=SSSF
SOLF(KSEGMT, MONTH)=SSOLF
SGWF(KSEGMT, MONTH)=SSGWF
SIF(KSEGMT, MONTH)=SSIF
SUF(KSEGMT, MONTH)=SSUF
EDMINC(KSEGMT, MONTH)=VINSTG
EOMSUR(KSEGMT, MONTH)=DS+OLS
EOMUZ(KSEGMT, MONTH)=UZS
EOMINT(KSEGMT, MONTH)=TIZS+BIZS
EOMGW(KSEGMT, MONTH)=GWS
EOMINF(KSEGMT, MONTH)=DELINF
CHNLG(KSEGMT) = YESDAY
REWIND 7
PRINT 2970 ,MONTH, JYR
PRINT 2830

```

```

COPPE742
COPPE743
COPPE744
COPPE745
COPPE746
COPPE747
COPPE748
COPPE749
COPPE750
COPPE751
COPPE752
COPPE753
COPPE754
COPPE755
COPPE756
COPPE757
COPPE758
COPPE759
COPPE760
COPPE761
COPPE762
COPPE763
COPPE764
COPPE765
COPPE766
COPPE767
COPPE768
COPPE769
COPPE770
COPPE771
COPPE772
COPPE773
COPPE774
COPPE775
COPPE776
COPPE777
COPPE778
COPPE779
COPPE780

```

```

PRINT 2965
PRINT 2830
PRINT 3090
DO 1529 I=1, IDAYS
READ(7) OLS, DS, UZS, TIZS, DELINF, IRAIN, BIZS, GWS, UNDFLO
PRINT 4040, I, OLS, DS, UZS, TIZS, DELINF, BIZS, GWS, UNDFLO
1529 CONTINUE
PRINT 4045
C ACRE * POL / JRINT = 60.5 / JRINT CFS *****COPPE789
Y1=60.5/FLOAT(JRINT) COPPE790
X11=0. COPPE791
X12=0. COPPE792
DO 1580 I=1, 150 COPPE793
1580 RECFLO(I)=0. COPPE794
CALL TPSWCH (IOLD, INEW, ISEGMT, KSEGMT, IDAYS, SIMFLO) COPPE795
C NOVO LOOP DIARIO PARA CALCULO DA VAZAO *****COPPE796
DO 2090 II=1, IDAYS COPPE797
IFLAG=0 COPPE798
READ (IOLD) MONTH1, IAI, JYR1, JSEGMT, JRINT, JSIZE, (SIMFLO(IB), IB=1, 15 COPPE799
10) COPPE800
CALL TAPCHK(II, IAI, MONTH, MONTH1, JYR, JYR1, 7) COPPE801
IF (IOPT5) 1610, 1612, 1610 COPPE802
1610 CONTINUE COPPE803
READ(3) MONTH1, IAI, JYR1, KSEGMT, JRINT, JSIZE, (RECFLO(IB), IB=1, 150 ) COPPE804
CALL TAPCHK(II, IAI, MONTH, MONTH1, JYR, JYR1, 8) COPPE805
DO 1611 IBI=1, 150 COPPE806
RECFLO( IBI)=CH1*RECFLO( IBI)*RECFLO( IBI)+CH2*RECFLO( IBI)+CH3 COPPE807
RECFLO( IBI)=RECFLO( IBI)*35.3147 COPPE808
1611 CONTINUE ----- COPPE809
1612 SUMRF(II)=0. COPPE810
DO 1615 ID=1, JSIZE COPPE811
1615 SUMRF(II)=SUMRF(II)+RECFLO(ID) COPPE812
SUMRF(II)=SUMRF(II)/FLOAT(JSIZE) COPPE813
1620 CONTINUE COPPE814
IF (IOPT1-1) 1590, 1600, 1590 COPPE815
1590 IF( IOPT3-1) 1960, 1600, 1960 COPPE816
1600 CONTINUE COPPE817
DO 1640 I=1, LOOP COPPE818
C CONVERSAO PARA CFS *****COPPE819

```

	X=SIMFLO(I)*Y1	COPPE820
	X11=X11+X	COPPE821
	X12=X12+RECFLD(I)	COPPE822
	TRS(I)=0.	COPPE823
	IF (X-BASE) 1640,1630,1630	COPPE824
1630	IFLAG=1	COPPE825
	TRS(I)=X	COPPE826
1640	CONTINUE	COPPE827
	IF (IFLAG-1) 1990,1650,1650	COPPE828
1650	KFIRST=1	COPPE829
	KSECND=0	COPPE830
	X1=0.	COPPE831
	X2=0.	COPPE832
C	NOVO LOOP DO CICLO BASICO *****	COPPE833
	DO 1950 I=1,LOOP	COPPE834
	IF (TRS(I)) 1670,1660,1670	COPPE835
1660	IF (RECFLD(I)) 1670,1740,1670	COPPE836
1670	IF (I-1) 1680,1730,1680	COPPE837
1680	IF (I-LOOP) 1700,1690,1700	COPPE838
1690	KSECND=LOOP	COPPE839
	GO TO 1780	COPPE840
1700	CONTINUE	COPPE841
	IF (TRS(I-1)) 1730,1710,1730	COPPE842
1710	IF (RECFLD(I-1)) 1730,1720,1730	COPPE843
1720	KFIRST=I	COPPE844
1730	KSECND=I	COPPE845
	GO TO 1950	COPPE846
1740	IF (I-1) 1750,1770,1750	COPPE847
1750	IF (TRS(I-1)) 1780,1760,1780	COPPE848
1760	IF (RECFLD(I-1)) 1780,1770,1780	COPPE849
1770	KFIRST=I	COPPE850
	KSECND=I	COPPE851
	GO TO 1950	COPPE852
1780	IDAY=IAI	COPPE853
	IF (IOPT1-1) 1840,1790,1840	COPPE854
1790	IHOURS=(JRINT*KFIRST)/60	COPPE855
	IMIN=MOD(JRINT*KFIRST,60)	COPPE856
	PRINT 2780, KSEGMT,MONTH,IDAY,JRINT,IHOURS,IMIN	COPPE857
	JFIRST=KFIRST	COPPE858

X1=0.	COPPE859
X2=0.	COPPE860
X1Y1 = 0.	COPPE861
SX1X1 = 0.	COPPE862
SX2X2 = 0.	COPPE863
DO 1800 IK=KFIRST,KSECND	COPPE864
X2=X2+RECFLO(IK)	COPPE865
X1=X1+SIMFLO(IK)*Y1	COPPE866
X1Y1 = X1Y1 + RECFLO(IK) * SIMFLO(IK) * Y1	COPPE867
SX2X2=SX2X2+RECFLO(IK)*RECFLO(IK)	COPPE868
SX1X1 = SX1X1 + SIMFLO(IK) *SIMFLO(IK)*Y1*Y1	COPPE869
CONTINUE	COPPE870
XN = KSECND - KFIRST + 1	COPPE871
JJ=MIN0(KSECND,KFIRST+11)	COPPE872
PRINT 2790,(TRS(IK)/35.3147,IK=KFIRST,JJ)	COPPE873
IF (IOPT6) 1814,1815,1814	COPPE874
PRINT 2800,(RECFLO(IK)/35.3147,IK=KFIRST,JJ)	COPPE875
IF (JJ-KSECND) 1820,1830,1830	COPPE876
KFIRST=JJ+1	COPPE877
GO TO 1810	COPPE878
KFIRST=KSECND+1	COPPE879
XR = X2*FLOAT(JRINT)/(60.5*ATOTAL)	COPPE880
XS=X1 *FLOAT(JRINT)/(60.5*ATOTAL)	COPPE881
PRINT 2450, XR, XS	COPPE882
IF(XR*XS)1834,1836,1834	COPPE883
IF (IOPT2)1835,1840,1835	COPPE884
IF (SX2X2-X2*X2/XN)1838,1837,1838	COPPE885
IF (SX1X1-X1*X1/XN)1839,1836,1839	COPPE886
CORRCO=(X1Y1-X1*X2/XN) *((X1Y1-X1*X2/XN)/((SX1X1-X1*X1/XN)*(SX2X2-X2*X2/XN)))	COPPE887
PRINT 2455, CORRCO	COPPE888
GOTO 1836	COPPE889
PRINT 4010	COPPE891
CONTINUE	COPPE892
X1=0.	COPPE893
X2=0.	COPPE894
PRINT 2830	COPPE895
KFIRST=JFIRST	COPPE896
IF (IOPT3-1) 1950,1850,1950	COPPE897

```

C   PLOTA CHUVA INDIVIDUAL *****COPPE898
1850 FLOMAX=0. COPPE899
      DO 1860 IA=KFIRST,JJ COPPE900
      FLOMAX=AMAX1(FLOMAX,TRS(IA)/35.3147,RECFLD(IA)/35.3147) COPPE901
1860 CONTINUE COPPE902
      J=JJ-KFIRST+1 COPPE903
      LINE=0 COPPE904
      YP=FLOMAX*.25 COPPE905
      XP=FLOMAX*.5 COPPE906
      ZP=FLOMAX*.75 COPPE907
      PRINT 2390, YP, XP, ZP, FLOMAX COPPE908
      PRINT 2400 COPPE909
      DO 1940 IA=KFIRST,JJ COPPE910
      IHOURS=(JRINT*IA)/60 COPPE911
      IMIN=MOD(JRINT*IA,60) COPPE912
      DO 1870 IB=1,120 COPPE913
1870 JPLOT(IB)=BLANK COPPE914
      IR=(RECFLD(IA)/35.3147/FLOMAX)*120.+0.5 COPPE915
      IS=(TRS(IA)/35.3147/FLOMAX)*120.+0.5 COPPE916
1890 IF (IR) 1892, 1892, 1891 COPPE917
1891 JPLOT(IR) = R COPPE918
1892 IF (IS) 1900, 1900, 1893 COPPE919
1893 JPLOT(IS)=S COPPE920
      IF (IR - IS) 1900, 1880, 1900 COPPE921
1880 IF (IR) 1900, 1900, 1885 COPPE922
1885 JPLOT(IR) = B COPPE923
1900 IF (MOD(LINE,5)) 1910,1920,1910 COPPE924
1910 PRINT 2410, (JPLOT(IX),IX=1,120) COPPE925
      GO TO 1930 COPPE926
1920 PRINT 2420, IHOURS, IMIN, (JPLOT(IX),IX=1,120) COPPE927
1930 LINE=LINE+1 COPPE928
1940 CONTINUE COPPE929
      PRINT 2430 COPPE930
      PRINT 2440, YP, XP, ZP, FLOMAX COPPE931
1950 CONTINUE COPPE932
C   PLOTA HIDROGRAMA NENSAL *****COPPE933
1960 IF (IDPT4-1) 1990,1970,1990 COPPE934
1970 FLOMAX=0. COPPE935
      DO 1980 I=1,J COPPE936

```



```

PREC(I)=FLOAT(I#JRINT)
TRS(I)=SIMFLO(I)*Y
FLOMAX=AMAX1(FLOMAX,TRS(I))
1980  CONTINUE
FLOMAX=FLOAT(IFIX(FLOMAX)/25+1)*25.
1990  IF (IOPT2-1) 2090,2000,2090
2000  IF (IOPT5) 2020,2010,2020
2010  PRINT 2270
GO TO 2090
2020  CONTINUE
DO 2080 I=1,JSIZE
X=SIMFLO(I) * 60.5/FLOAT(JRINT)
Y=RECFLO(I)
SUMX(KSEGMT)=SUMX(KSEGMT)+X
SUMY(KSEGMT)=SUMY(KSEGMT)+Y
XX(KSEGMT)=XX(KSEGMT)+X*X
YY(KSEGMT)=YY(KSEGMT)+Y*Y
XY(KSEGMT)=XY(KSEGMT)+X*Y
ERR=X-Y
IF (ABS(ERR)-.00001)2030,2030,2040
2030  ERR=0.
2040  IF (Y-1.) 2050,2050,2060
2050  IND=1
GO TO 2070
2060  IND=2.*ALOG(Y)+2.
2070  CONTINUE
ICASE(KSEGMT,IND)=ICASE(KSEGMT,IND)+1
SUMERR(KSEGMT,IND)=SUMERR(KSEGMT,IND)+ERR
SABSER(KSEGMT,IND)=SABSER(KSEGMT,IND)+ABS(ERR)
SERRSQ(KSEGMT,IND)=SERRSQ(KSEGMT,IND)+ERR*ERR
SWEIFL(KSEGMT)=SWEIFL(KSEGMT)+ABS(ERR)*WEIGH(IND)
2080  CONTINUE
2090  CONTINUE
PRINT 2810, KSEGMT,MONTH,JYR
PRINT 2830
PRINT 2820,(DAILYF(I)/35.3147,I=1,I DAYS)
PRINT 2830
PRINT 2815
PRINT 2830

```

```

COPPE937
COPPE938
COPPE939
COPPE940
COPPE941
COPPE942
COPPE943
COPPE944
COPPE945
COPPE946
COPPE947
COPPE948
COPPE949
COPPE950
COPPE951
COPPE952
COPPE953
COPPE954
COPPE955
COPPE956
COPPE957
COPPE958
COPPE959
COPPE960
COPPE961
COPPE962
COPPE963
COPPE964
COPPE965
COPPE966
COPPE967
COPPE968
COPPE969
COPPE970
COPPE971
COPPE972
COPPE973
COPPE974
COPPE975

```

	PRINT 2820, (SUMRF(I)/35.3147,I=1,IDAYS)	COPPE976
	X12=X12*FLOAT(JRINT)/(60.5*ATOTAL)	COPPE977
	X11=X11*FLOAT(JRINT)/(60.5*ATOTAL)	COPPE978
	PRINT 2460, SSRAIN,X12,X11	COPPE979
	IF (MONTH-9) 220,2100,220	COPPE980
C	YEAR-END REPORTS *****	COPPE981
2100	DO 2240 I=1,ISEGMT	COPPE982
	SSRAIN=0.	COPPE983
	SSEVAP=0.	COPPE984
	SSSF=0.	COPPE985
	SSDLF=0.	COPPE986
	SSGWF=0.	COPPE987
	SSIF=0.	COPPE988
	SSUF=0.	COPPE989
	DO 2110 J=1,12	COPPE990
	SSRAIN=SSRAIN+SRAIN(I,J)	COPPE991
	SSEVAP=SSEVAP+SEVAP(I,J)	COPPE992
	SSSF=SSSF+SSF(I,J)	COPPE993
	SSDLF=SSDLF+SOLF(I,J)	COPPE994
	SSGWF=SSGWF+SGWF(I,J)	COPPE995
	SSIF=SSIF+SIF(I,J)	COPPE996
	SSUF=SSUF+SUF(I,J)	COPPE997
2110	CONTINUE	COPPE998
	AVINFL=SSSF/LOAT(1440*JDPY/JRINT)	COPPE999
	PRINT 2490, I,JYR	COPE1000
	PRINT 2500	COPE1001
	PRINT 2510,(SRAIN(I,J),J=10,12),(SRAIN(I,J),J=1,9),SSRAIN	COPE1002
	PRINT 2520	COPE1003
	PRINT 2530,(SEVAP(I,J),J=10,12),(SEVAP(I,J),J=1,9),SSEVAP	COPE1004
	PRINT 2520	COPE1005
	PRINT 2540,(SSF(I,J),J=10,12),(SSF(I,J),J=1,9),SSSF	COPE1006
	PRINT 2520	COPE1007
	X=ATOTAL/12.	COPE1008
	DO 2120 K=1,12	COPE1009
	SSSF(I,K)=SSSF(I,K)*X	COPE1010
2120	CONTINUE	COPE1011
	SSSF=SSSF*X	COPE1012
	PRINT 2545,(SSF(I,J),J=10,12),(SSF(I,J),J=1,9),SSSF	COPE1013
	X=.504166667	COPE1014

	DD 2130 K=1,12	COPE1015
	SSF(I,K)=SSF(I,K)*X/JDPM(K)	COPE1016
2130	CONTINUE	COPE1017
	SSSF=0.	COPE1018
	DD2135 J=1,12	COPE1019
	SSSF=SSSF+SSF(I,J)	COPE1020
2135	CONTINUE	COPE1021
	PRINT 2550,(SSF(I,J),J=10,12),(SSF(I,J),J=1,9),SSSF	COPE1022
	PRINT 2570	COPE1023
	PRINT 2580,(SOLF(I,J),J=10,12),(SOLF(I,J),J=1,9),SSOLF	COPE1024
	PRINT 2590	COPE1025
	PRINT 2600,(SGWF(I,J),J=10,12),(SGWF(I,J),J=1,9),SSGWF	COPE1026
	PRINT 2610,(SIF(I,J),J=10,12),(SIF(I,J),J=1,9),SSIF	COPE1027
	PRINT 2520	COPE1028
	PRINT 2620,(SUF(I,J),J=10,12),(SUF(I,J),J=1,9),SSUF	COPE1029
	PRINT 2520	COPE1030
	PRINT 2630	COPE1031
	PRINT 2640,(EDMINC(I,J),J=10,12),(EDMINC(I,J),J=1,9)	COPE1032
	PRINT 2650,(EOMSUR(I,J),J=10,12),(EOMSUR(I,J),J=1,9)	COPE1033
	PRINT 2660,(EOMUZ(I,J),J=10,12),(EOMUZ(I,J),J=1,9)	COPE1034
	PRINT 2670	COPE1035
	PRINT 2680,(EOMINT(I,J),J=10,12),(EOMINT(I,J),J=1,9)	COPE1036
	PRINT 2690,(EOMGW(I,J),J=10,12),(EOMGW(I,J),J=1,9)	COPE1037
	PRINT 2700,(EOMINF(I,J),J=10,12),(EOMINF(I,J),J=1,9)	COPE1038
	IF (IOPT2-1) 2230,2140,2230	COPE1039
C	CONVERSAO DOS ESC. EM POL/(INTERVALO DE TEMPO) PARA CFS. *****	COPE1040
2140	CONTINUE	COPE1041
	PRINT 2490, I, JYR	COPE1042
	PRINT 2710	COPE1043
	PRINT 2720, JRINT	COPE1044
	PRINT 2730	COPE1045
	DD 2180 J=1,24	COPE1046
	IF (ICASE(I,J)-1) 2160,2170,2170	COPE1047
2160	PRINT 2740, FLOINT(J),FLOINT(J+1),ICASE(I,J),SUMERR(I,J),SABSER(I,	COPE1048
	1J)	COPE1049
	GO TO 2180	COPE1050
2170	X=ICASE(I,J)	COPE1051
	AVGERR=SUMERR(I,J)/X	COPE1052
	AVABER=SABSER(I,J)/X	COPE1053

	STDERR=SQRT((SERRSQ(I,J)-SUMERR(I,J)*SUMERR(I,J)/X)/(X-1.))	COPE1054
	PRINT 2740, FLOINT(J),FLOINT(J+1),ICASE(I,J),AVGERR,AVABER,STDERR	COPE1055
2180	CONTINUE	COPE1056
	IF (ICASE(I,25)) 2200,2190,2200	COPE1057
2190	PRINT 2750, FLOINT(25),ICASE(I,25)	COPE1058
	GO TO 2210	COPE1059
2200	X=ICASE(I,25)	COPE1060
	AVGERR=SUMERR(I,25)/X	COPE1061
	AVABER=SABSER(I,25)/X	COPE1062
	STDERR=SQRT((SERRSQ(I,25)-SUMERR(I,25)*SUMERR(I,25)/X)/(X-1.))	COPE1063
	PRINT 2750, FLOINT(25),ICASE(I,25),AVGERR,AVABER,STDERR	COPE1064
2210	X=0.	COPE1065
	DO 2220 J=1,25	COPE1066
	X=X+WEIGH(J)*FLOAT(ICASE(I,J))	COPE1067
2220	CONTINUE	COPE1068
	CDEFF=SWEIFL(I)/(X*AVINFL*ATOTAL*60.5/FLOAT(JRINT))	COPE1069
	PRINT 2760, CDEFF	COPE1070
	X=JDPY*1440/JRINT	COPE1071
	CORRCO=(XY(I)-SUMX(I)*SUMY(I)/X)/SQRT((XX(I)-SUMX(I)*SUMX(I)/X)*(Y	COPE1072
	IY(I)-SUMY(I)*SUMY(I)/X))	COPE1073
	PRINT 2770, CORRCO	COPE1074
2230	CONTINUE	COPE1075
2240	CONTINUE	COPE1076
	DJ 2250 I=1,ISEGMT	COPE1077
	SUMX(I)=0.	COPE1078
	SUMY(I)=0.	COPE1079
	XX(I)=0.	COPE1080
	YY(I)=0.	COPE1081
	XY(I)=0.	COPE1082
	SWEIFL(I)=0.	COPE1083
	DO 2250 J=1,25	COPE1084
	ICASE(I,J)=0	COPE1085
	SUMERR(I,J)=0.	COPE1086
	SABSER(I,J)=0.	COPE1087
	SERRSQ(I,J)=0.	COPE1088
2250	CONTINUE	COPE1089
	GO TO 220	COPE1090
2260	FORMAT (/1H 12F10.5)	COPE1091
2265	FORMAT(16F5.0)	COPE1092

2270 FORMAT (89H0STATISTICAL ANALYSIS CANNOT BE PERFORMED WITHOUT RECORCOPE1093
 IDED STREAMFLOW. OPTION 2 IGNORED.) COPE1094
 2280 FORMAT (20I4) COPE1095
 2290 FORMAT(I4,F4.3) COPE1096
 2300 FORMAT(12F6.0) COPE1097
 2310 FORMAT(I2,I4,2(I2,4X),I2,I4,14F4.0) COPE1098
 2312 FORMAT(6I4,14F4.0) COPE1099
 2320 FORMAT (8F10.0) COPE1100
 2330 FORMAT (I2,2X,19A4) COPE1101
 2340 FORMAT (1H 38HPRECIPITATION TAPE FOR SEGMENT NUMBER I3,17H COMPLETCOPE1102
 IE FOR THE I2,12HTH MONTH, 19 I2, 1H.) COPE1103
 2350 FORMAT(1H I2,F9.2, 13F9.4) COPE1104
 2355 FORMAT(* VALORES EM POLEGADAS*,//) COPE1105
 2360 FORMAT(4H0DAY3X,7HRAIN ,6HINTER 3X, 16HOVERLAND STORAGE3X, COPE1106
 116HDEPRESSION ST. 3X,13HU. Z. STORAGE 5X,14HT.I.Z. STORAGE 3X, COPE1107
 212HINTERFLOW ST 5X,8HEVAPORAT 1X,8HEVAPORAT) COPE1108
 2370 FORMAT(1H 6X,6HFALL 7HCEPTION4X,2HIN4(7X,3HOUT6X,2HIN),7X,3HOUT, COPE1109
 17X,4HLOSS 5X,4HPOT.,//) COPE1110
 2380 FORMAT (1H I2,9X,F9.6,3(4X,F9.6,5X),3F9.6) COPE1111
 2390 FORMAT (1H17HTIME 024X,1X,F8.3,3(22X,F8.3)) COPE1112
 2400 FORMAT (7H ENDING123(1H.)) COPE1113
 2410 FORMAT (1H 6X,1H.120A1,2X,1H.) COPE1114
 2420 FORMAT (1H 1X,I2,1X,I2,1H.120A1,2X,1H.) COPE1115
 2430 FORMAT (1H 6X,123(1H.)) COPE1116
 2440 FORMAT (1H 6X,1H0,25X,F8.3,3(22X,F8.3)////) COPE1117
 2450 FORMAT(//,1H ,* O VOLUME SOB A HIDROGRAFA ACIMA SERA*,10X, COPE1118
 1'RECORDED ',F8.4,10X,*SIMULATED ',F8.4,3X,* POLEGADAS*,////) COPE1119
 2455 FORMAT (1H 46HTHE CORRELATION COEFFICIENT FOR THIS STORM IS F7.4)COPE1120
 2460 FORMAT(1H ,*PRECIPITACAO TOTAL MENSAL',F8.3,*POLEGADAS',5X,*, COPE1121
 1'O VOLUME TOTAL ESCOADO NO. MES SERA',/,82X,*REGISTRADO', COPE1122
 2F8.4,*POLEGADAS',/,84X,*SIMULADO',F8.4,*POLEGADAS') COPE1123
 2470 FORMAT (1H 10I10) COPE1124
 2480 FORMAT (1H 2I10,F10.4) COPE1125
 2490 FORMAT (1H144X,15HSEGMENT NUMBER I3,5X,23HYEAR ENDING SEP. 30, 19ICOPE1126
 12) COPE1127
 2500 FORMAT (1H015X,3HOCT6X,3HNOV6X,3HDEC6X,3HJAN6X,3HFEB6X,3HMAR6X,3HACOPE1128
 IPR6X,3HMA Y6X,3HJUN6X,3HJUL6X,3HAUG6X,3HSEP 9X,6HANNUAL) COPE1129
 2510 FORMAT (1H 8HRAINfall7X,12(F4.2,5X), 3X,F6.2) COPE1130
 2520 FORMAT (1H 2X,8H(INCHES)) COPE1131

2530	FORMAT (1H 11HEVAPORATION4X,12(F4.2,5X), 3X,F6.2)	COPE1132
2540	FORMAT (1H 10HSTREAMFLOW5X,12(F4.2,5X), 3X,F6.2)	COPE1133
2545	FORMAT(1H 3X,8HACRE-FT 3X,12(F6.1,3X),1X,F8.1)	COPE1134
2550	FORMAT(1H .2X,*(CFS) MEAN',/,4X, 'MONTHLY',3X,12(F6.1,3X),1X,F8.1)	COPE1135
2560	FORMAT (1H 2X,10HC.F.S.-DAY3X,12(F6.1,3X),F8.1)	COPE1136
2570	FORMAT (1H 8HDOVERLAND)	COPE1137
2580	FORMAT (1H 3X,10HFLOW(INCH)2X,12(F4.2,5X), 3X,F6.2)	COPE1138
2590	FORMAT (1H 11HGROUNDWATER)	COPE1139
2600	FORMAT (1H 3X,10HFLOW(INCH)2X,12(F4.2,5X), 3X,F6.2)	COPE1140
2610	FORMAT (1H 9HINTERFLOW6X,12(F4.2,5X),3X,F6.2)	COPE1141
2620	FORMAT (1H 9HUNDERFLOW6X,12(F4.2,5X), 3X,F6.2)	COPE1142
2630	FORMAT (1H050HEND OF MONTH VALUES OF STORAGE VOLUMES, IN INCHES.)	COPE1143
2640	FORMAT (1H 12HINTERCEPTION3X,12(F4.2,5X))	COPE1144
2650	FORMAT (1H 7HSURFACE8X,12(F4.2,5X))	COPE1145
2660	FORMAT (1H 10HUPPER ZONE 5X,12(F4.2,5X))	COPE1146
2670	FORMAT (1H 12HINTERMEDIATE)	COPE1147
2680	FORMAT (1H 7X,4HZONE3X,12(F5.2,4X))	COPE1148
2690	FORMAT (1H 11HGROUNDWATER4X,12(F6.2,3X))	COPE1149
2700	FORMAT (1H 9HINTERFLOW6X,12(F4.2,5X))	COPE1150
2710	FORMAT (1H055X,20HSTATISTICAL ANALYSIS)	COPE1151
2720	FORMAT (1H024HBASIC TIME INCREMENT IS 14,9H MINUTES.)	COPE1152
2730	FORMAT (1H03X,13HFLOW INTERVAL8X,5HCASES3X,10HAVG. ERROR3X,15HAVG.	COPE1153
	1 ABS. ERROR2X,14HSTANDARD ERROR)	COPE1154
2740	FORMAT (1H F8.1,3H - F8.1,5X,I8,5X,F8.1,7X,F8.1,9X,F9.2)	COPE1155
2750	FORMAT (1H F8.1,3H - 13X,I8,5X,F8.1,7X,F8.1,9X,F9.2)	COPE1156
2760	FORMAT (1H047HTHE COEFFICIENT OF WEIGHTED ABSOLUTE ERRORS IS E15.7	COPE1157
	1)	COPE1158
2770	FORMAT (1H058HTHE CORRELATION COEFFICIENT OF THE INTERVAL FLOWS IS	COPE1159
	1 $r = F6.4$)	COPE1160
2780	FORMAT (1H015HSEGMENT NUMBER I3,5X,12,10HTH MONTH, 12,43HTH DAY.	COPE1161
	1TIME INTERVAL BETWEEN READINGS IS 14,39H MINUTES. FLOWS ARE IN M3	COPE1162
	2/SEG STARTING/3H AT12,9H HOURS, 12,9H MINUTES.)	COPE1163
2790	FORMAT (1H 23X,12F9.3)	COPE1164
2800	FORMAT (1H 23X,12F9.3,/))	COPE1165
2810	FORMAT (1H145HSIMULATED MEAN DAILY FLOW FOR SEGMENT NUMBER I3,5H	COPE1166
	1OR I2,12HTH MONTH. 19I2,10H IN M3/SEG)	COPE1167
2815	FORMAT(1H ,*RECORDED MEAN DAYLY FLOW IN M3/SEG ')	COPE1168
2820	FORMAT(1H 13F10.2)	COPE1169
2830	FORMAT (1H0)	COPE1170

```

2835  FORMAT(' ', '*****COPE1171
1*****COPE1172
2) COPE1173
2965  FORMAT(2X, 'VALORES (POLEGADAS) DOS VOLUMES NOS RESERVATORIOS', COPE1174
1' NO FIM DE CADA DIA ' ) COPE1175
2970  FORMAT (1H155X, I2, 3H/19I2) COPE1176
2990  FORMAT (34H INITIAL VALUE OF U.Z. STORAGE OF F6.2, 22H LESS THAN MICOPE1177
1NIMUM OF F6.2, 23H RESET TO MINIMUM VALUE) COPE1178
2995  FORMAT(' INITIAL VALUE OF U. Z. STORAGE=', F7.3, ' GREATER THANCOPE1179
1 MAXIMUM VALUE OF ', F6.3, ' RESET TO MAXIMUM VALUE') COPE1180
3000  FORMAT (34H INITIAL VALUE OF T.I. STORAGE OF F6.2, 22H LESS THAN MICOPE1181
1NIMUM OF F6.2, 23H RESET TO MINIMUM VALUE) COPE1182
3005  FORMAT(' INITIAL VALUE OF T.I.Z.STORAGE=', F7.3, ' GREATER THANCOPE1183
1 MAXIMUM VALUE OF ', F6.3, ' RESET TO MAXIMUM VALUE') COPE1184
3010  FORMAT (34H INITIAL VALUE OF B.I. STORAGE OF F6.2, 22H LESS THAN MICOPE1185
1NIMUM OF F6.2, 23H RESET TO MINIMUM VALUE) COPE1186
3015  FORMAT(' INITIAL VALUE OF B.I.Z.STORAGE=', F7.3, ' GREATER THANCOPE1187
1 MAXIMUM VALUE OF ', F6.3, ' RESET TO MAXIMUM VALUE') COPE1188
3030  FORMAT (38H INITAL VALUE OF DEPRESSION STORAGE = F6.3, 32H, GREATERCOPE1189
1 THAN MAXIMUM VALUE OF F6.3, 24H, RESET TO MAXIMUM VALUE) COPE1190
3040  FORMAT(1H. 13, 2X, 8E15.6) COPE1191
3045  FORMAT(3X , 24(1X, F4.2)) COPE1192
3050  FORMAT(3X, 'RAINFALL IMPUT FOR ABOVE DAY') COPE1193
3055  FORMAT(/, 23X, 'RECORDED STREAMFLOW FOR', I2, ' / ', I2, 3H/19 , I2) COPE1194
3060  FORMAT(3X, 20F8.3) COPE1195
3070  FORMAT(1H 44HRECORDED STREAMFLOW TAPE FOR SEGMENT NUMBER 13, COPE1196
118HCOMPLETE FOR THE I2, 13HTH MONTH , I9 I2.1H.) COPE1197
3080  FORMAT(1H , 'NO RECORDED STREAMFLOW FOR MONTH') COPE1198
3090  FORMAT(IX, 'DAY', 7X, 'OLS', I2X, 'DS', I2X, 'UZS', IX, 'TIZS', 9X, COPE1199
1'DELINF', 9X, 'BIZS', 10X, 'GWS', 10X, 'UNDFLO', /) COPE1200
4000  FORMAT(5X, 8F12.2) COPE1201
4010  FORMAT(1H , 'NO STORM CORRELATION FOR MEAN DAILY FLOW RECORDS') COPE1202
4040  FORMAT(1H , I3, 8F14.6 ) COPE1203
4045  FORMAT(1H1) COPE1204
END COPE1205
SUBROUTINE TPSWCH (IOLD, INEW, ISEGMENT, KSEGMENT, IDAYS, X) COPE1206
DIMENSION X(150 ) COPE1207
ITEMP=IOLD COPE1208
IOLD=INEW COPE1209

```

	INew=ITEMP	COPE1210
	REWIND IOLD	COPE1211
	REWIND INEW	COPE1212
	IF (ISEGMT-1) 20,10,20	COPE1213
10	RETURN	COPE1214
20	READ (IOLD) MONTH1,IA,JYR1,JSEGMT,JRINT,JSIZE,(X(I),I=1,150)	COPE1215
	WRITE (INew) MONTH1,IA,JYR1,JSEGMT,JRINT,JSIZE,(X(I),I=1,150)	COPE1216
	IF (JSEGMT+1-KSEGMT) 20,30,50	COPE1217
30	IF (IA-IDAYS) 20,40,50	COPE1218
40	RETURN	COPE1219
50	PRINT 60, JSEGMT,KSEGMT,IA,IDAYS	COPE1220
	CALL EXIT	COPE1221
60	FORMAT (1H039HTROUBLE IN TAPE MANIPULATION, JSEGMT ISI3,11H, KSEGM	COPE1222
	IT ISI3,8H, IA IS I3,14H, AND IDAYS ISI3)	COPE1223
	END	COPE1224
	SUBROUTINE ADJUST (X,Y,Z)	COPE1225
	X=X-Z	COPE1226
	Y=Y+Z	COPE1227
	RETURN	COPE1228
	END	COPE1229
	SUBROUTINE DATAIN (RECORD,MONTH,NYEAR,INCRE,MASS,KSEGMT,IRECOD,IDA	COPE1230
	COPE1231	COPE1231
	COMMON MAT(16),SCRAP(31),IHOURL(15),TRS(150)	COPE1232
	DIMENSION RECORD(150)	COPE1233
	DATA MDFSM/2H \$/	COPE1234
400	FORMAT(1H ,3I3,12(I4,F6.2))	COPE1235
	ISIZE=1440/INCRE	COPE1236
	DO 1000 I=1,150	COPE1237
	RECORD(I)=0.	COPE1238
1000	CONTINUE	COPE1239
	DELT=FLOAT(INCRE)	COPE1240
	JDAY=1	COPE1241
	IF (IRECOD-KSEGMT) 1340,1010,1340	COPE1242
1010	READ 1480, N,UNIT,(MAT(I),I=1,16)	COPE1243
C *N	E O NUM DE EVENTOS POR CARTAO LIDO NO FORMAT 'MAT' *****	COPE1244
1020	LMINUT=0	COPE1245
	SAVE1=0	COPE1246
1030	READ MAT, IMONTH,IDAY,IYEAR,(IHOURL(I),SCRAP(I),I=1,N),MDF	COPE1247
	PRINT 400, IYEAR,IMONTH, IDAY, (IHOURL(I), SCRAP(I), I= 1, N)	COPE1248


```

IF(JDAY-IDAYS)1040,1040,1080                                COPE1249
1040 IF(JDAY-IDAY)1050,1080,1050                             COPE1250
1050 CONTINUE                                               COPE1251
WRITE (3) MONTH,JDAY,NYEAR,KSEGMT,INCRE,ISIZE,(RECORD(IA),IA=1,150)COPE1252
1)                                                           COPE1253
IF (IFLAG) 1055,1060,1055                                   COPE1254
1055 WRITE (4) MONTH,JDAY,NYEAR,KSEGMT,INCRE,ISIZE,(RECORD(IA),IA=1,150)COPE1255
1)                                                           COPE1256
1060 JDAY=JDAY+1                                           COPE1257
LMINUT=0                                                    COPE1258
SAVE1=0.                                                    COPE1259
DO 1070 I=1,150                                           COPE1260
RECORD(I)=0.                                               COPE1261
1070 CONTINUE                                             COPE1262
IF (JDAY-IDAYS) 1040,1040,1080                             COPE1263
1080 IF (IMONTH-MONTH) 1090,1100,1090                     COPE1264
1090 CONTINUE                                             COPE1265
RETURN                                                     COPE1266
1100 IF (MDF-MDFSM) 1110,1420,1110                         COPE1267
1110 JDAY=IDAY                                             COPE1268
C CONVERTE UNIDADES SE NECESSARIO *****COPE1269
IF (UNIT-1.) 1120,1140,1120                                COPE1270
1120 DO 1130 I=1,N                                         COPE1271
SCRAP(I)=SCRAP(I)*UNIT                                     COPE1272
1130 CONTINUE                                             COPE1273
C SE O DADO E ACUMULADO , CONVERTE PARA TAXA *****COPE1274
1140 IF (MASS - 1) 1600, 1150, 1600                       COPE1275
1150 IF (SCRAP(I)) 1160,1160,1170                         COPE1276
1160 SAVE1=0.                                              COPE1277
1170 DO 1230 I=1,N                                         COPE1278
IF (I-1) 1190,1190,1180                                   COPE1279
1180 IF (IHOOR(I)-IHOOR(I-1)) 1240,1240,1190            COPE1280
1190 CONTINUE                                             COPE1281
SAVE=SCRAP(I)                                             COPE1282
MINUT=(IHOOR(I)/100)*60+MOD(IHOOR(I),100)                COPE1283
IF (MINUT-LMINUT) 1200,1220,1210                          COPE1284
1200 IF (SAVE) 1210,1210,1330                             COPE1285
1210 SCRAP(I)=(SCRAP(I)-SAVE1)/FLOAT(MINUT-LMINUT)*60.   COPE1286
LMINUT=MINUT                                              COPE1287

```

1220	SAVE1=SAVE	COPE1288
1230	CONTINUE	COPE1289
1240	CONTINUE	COPE1290
1250	DO 1320 I=1,N	COPE1291
	MINUT=(I HOURS(I)/100)*60+MOD(I HOURS(I),100)	COPE1292
	IF (SCRAP(I)) 1270,1260,1270	COPE1293
1260	JMINUT=MINUT	COPE1294
	JSAVE=MINUT/INCRE+1	COPE1295
	GO TO 1320	COPE1296
1270	J=MINUT/INCRE+1	COPE1297
1280	IF (J-JSAVE) 1290,1310,1300	COPE1298
1290	IF (J-JSAVE) 1330,1300,1300	COPE1299
1300	NMINUT=JSAVE*INCRE	COPE1300
	RECORD(JSAVE)=RECORD(JSAVE)+SCRAP(I)*FLOAT(NMINUT-JMINUT)/DEL T	COPE1301
	JMINUT=NMINUT	COPE1302
	JSAVE=JSAVE+1	COPE1303
	GO TO 1280	COPE1304
1310	RECORD(J)=RECORD(J)+SCRAP(I)*FLOAT(MINUT-JMINUT)/DEL T	COPE1305
	JMINUT=MINUT	COPE1306
1320	CONTINUE	COPE1307
	GO TO 1030	COPE1308
1330	PRINT 1490, I, IDAY, I HOURS(I), I MONTH, I YEAR, J, JDAY, JMINUT, JSAVE, LMINUCOPE1309	COPE1309
	IT, MINUT, N, NMINUT	COPE1310
	PRINT 1500, DELT, SAVE, SAVE1, SCRAP(I), UNIT	COPE1311
	CALL EXIT	COPE1312
C	REGISTRO DESTE SEG. JA FOI USADO E ESTA NO TAPE 4 .	COPE1313
C	TRATA-SE DE ACHAR E COLOCAR NO TAPE 3. *****	COPE1314
1340	CONTINUE	COPE1315
	NN=99999999	COPE1316
	WRITE (4) NN	COPE1317
	REWIND 4	COPE1318
1350	READ (4) JMONTH, KDAY, I YEAR, JSEGMENT, JINCRE, JSIZE, (RECORD(I), I=1, 150)	COPE1319
	IF (JMONTH-MONTH) 1350, 1360, 1350	COPE1320
1360	IF (JSEGMENT-IRECOD) 1350, 1370, 1350	COPE1321
1370	IF (KDAY-JDAY) 1350, 1380, 1350	COPE1322
1380	WRITE (3) MONTH, JDAY, N YEAR, KSEGMENT, INCRE, ISIZE, (RECORD(IA), IA=1, 150)	COPE1323
	1)	COPE1324
	JDAY=JDAY+1	COPE1325
	IF (JDAY-IDAYS) 1350, 1350, 1390	COPE1326

1390	REWIND 4	COPE1327
1400	READ (4) MM	COPE1328
	IF (MM-NN) 1400,1410,1400	COPE1329
1410	BACKSPACE 4	COPE1330
	RETURN	COPE1331
C	CARTAO DADO E PARA MEDIA DIARIA *****	COPE1332
1420	DO 1460 I=1,N	COPE1333
	JDAY=I*HOUR(I)	COPE1334
	IF (JDAY) 1430,1470,1430	COPE1335
1430	X=SCRAP(I)*UNIT	COPE1336
	DO 1440 II=1,ISIZE	COPE1337
1440	RECORD(II)=X	COPE1338
	WRITE (3) MONTH,JDAY,NYEAR,KSEGMT,INCRE,ISIZE,(RECORD(IA),IA=1,150	COPE1339
	1)	COPE1340
	IF (IFLAG) 1450,1460,1450	COPE1341
1450	WRITE (4) MONTH,JDAY,NYEAR,KSEGMT,INCRE,ISIZE,(RECORD(IA),IA=1,150	COPE1342
	1)	COPE1343
1460	CONTINUE	COPE1344
	JDAY=JDAY+1	COPE1345
	GO TO 1020	COPE1346
1470	JDAY=I*HOUR(I-1)+1	COPE1347
	DO 1475 II=1,150	COPE1348
1475	RECORD(II)=0.0	COPE1349
	GO TO 1020	COPE1350
C		COPE1351
1480	FORMAT (I4,F6.0,16A4)	COPE1352
1490	FORMAT (1H 12,I10)	COPE1353
1500	FORMAT (1H 5E20.6)	COPE1354
1600	I = 1	COPE1355
1605	MINUT = (I*HOUR(I)/100)*60 + MOD(I*HOUR(I),100)	COPE1356
	IF (FLOAT(MINUT)+SCRAP(I)) 1710, 1710, 1610	COPE1357
1610	IF (SAVE1 + SCRAP(I)) 1705, 1705, 1620	COPE1358
1620	ISTART = LMINUT + 1	COPE1359
	L = 0	COPE1360
	X = FLOAT(MINUT - LMINUT)	COPE1361
	IF (X) 1330, 1705, 1650	COPE1362
1650	CONTINUE	COPE1363
	DO 1700 K = ISTART, MINUT	COPE1364
	L = L + 1	COPE1365

	J=(K-1)/INCRE+1	COPE1366
1700	RECORD(J) = RECORD(J) + SCRAP(I)/DELT	COPE1367
1705	SAVE1 = SCRAP(I)	COPE1368
	LMINUT = MINUT	COPE1369
1710	I = I + 1	COPE1370
	IF (I-N) 1605, 1605, 1030	COPE1371
	END	COPE1372
	SUBROUTINE DATAMG (RECORD,IPREC,WFSG, IDAYS,MONTH,JYR,KSEGMT)	COPE1373
	DIMENSION RECORD(150)	COPE1374
	COMMON MAT(16),SCRAP(31),IHOOR(15),TRS(150)	COPE1375
	REWIND 1	COPE1376
	READ 200, LOOK,(MAT(I),I=1,16)	COPE1377
	READ MAT, (SCRAP(I),I=1,IDAYS)	COPE1378
	DO 10 I=1,IDAYS	COPE1379
	BACKSPACE 3	COPE1380
10	CONTINUE	COPE1381
	READ (3) MONTH1, IDAY1, IYR1, JSEGMT, JRINT, JSIZE, (RECORD(I), I=1,150)	COPE1382
C	MERGE RECORD FROM MIDNIGHT OF FIRST TO OBS TIME ON FIRST	COPE1383
	LOOK=(LOOK/100)*60+MOD(LOOK,100)	COPE1384
	K=LOOK/IPREC	COPE1385
	J=K+1	COPE1386
	SUM=0.	COPE1387
	DO 20 I=1,K	COPE1388
	SUM=SUM+RECORD(I)	COPE1389
20	CONTINUE	COPE1390
	IF (SUM-.0001) 50,50,30	COPE1391
30	SUM=(SUM*FLOAT(IPREC)/60)	COPE1392
	X=(SCRAP(1)/SUM-1.)*WFSG+1.	COPE1393
	DO 40 I=1,K	COPE1394
	RECORD(I)=RECORD(I)*X	COPE1395
40	CONTINUE	COPE1396
C	MERGE RECORD FROM OBS TIME ON FIRST DAY THROUGH OBS TIME ON LAST DAY	COPE1397
50	K=1440/IPREC	COPE1398
	NEXT1=IDAYS-1.	COPE1399
	DO 130 I=2,NEXT1	COPE1400
	READ (3) MONTH1, IDAY1, IYR1, JSEGMT, JRINT, JSIZE, (TRS(IA), IA=1,150)	COPE1401
	SUM=0.	COPE1402
	L=J-1	COPE1403
	DO 60 M=J,K	COPE1404

	SUM=SUM+RECORD(M)	COPE1405
60	CONTINUE	COPE1406
	DO 70 M=1,L	COPE1407
	SUM=SUM+TRS(M)	COPE1408
70	CONTINUE	COPE1409
	IF (SUM-.0001) 110,110,80	COPE1410
80	SUM=(SUM*FLOAT(IPREC)/60)	COPE1411
	X=(SCRAP(I)/SUM-1.)*WFSG+1.	COPE1412
	DO 90 M=J,K	COPE1413
	RECORD(M)=RECORD(M)*X	COPE1414
90	CONTINUE	COPE1415
	DO 100 M=1,L	COPE1416
	TRS(M)=TRS(M)*X	COPE1417
100	CONTINUE	COPE1418
110	IB=I-1	COPE1419
	WRITE (1) MONTH,IB,JYR,KSEGMT,IPREC,K,(RECORD(IA),IA=1,150)	COPE1420
	DO 120 M=J,K	COPE1421
	RECORD(M-J+1)=TRS(M)	COPE1422
120	CONTINUE	COPE1423
130	CONTINUE	COPE1424
C	MERGE RECORD FROM OBS TIME ON LAST DAY TO MIDNIGHT ON LAST DAY	COPE1425
	SUM=0.	COPE1426
	DO 140 I=J,K	COPE1427
	SUM=SUM+RECORD(I)	COPE1428
140	CONTINUE	COPE1429
	IF (SUM-.0001) 170,170,150	COPE1430
150	SUM=(SUM*FLOAT(IPREC)/60)	COPE1431
	X=(SCRAP(IDAYS)/SUM-1.)*WFSG+1.	COPE1432
	DO 160 I=J,L	COPE1433
	RECORD(I)=RECORD(I)*X	COPE1434
160	CONTINUE	COPE1435
170	WRITE (1) MONTH,IDAYS,JYR,KSEGMT,IPREC,K,(RECORD(IA),IA=1,150)	COPE1436
	REWIND 1	COPE1437
	DO 180 I=1,IDAYS	COPE1438
	BACKSPACE 3	COPE1439
180	CONTINUE	COPE1440
	III=IDAYS	COPE1441
	DO 190 I=1,III	COPE1442
	READ (1) MONTH,IDAYS,JYR,KSEGMT,IPREC,K,(RECORD(IA),IA=1,150)	COPE1443

```

WRITE (3) MONTH, IDAYS, JYR, KSEGMT, IPREC, K, (RECORD(IA), IA=1, 150 ) COPE1444
190 CONTINUE COPE1445
RETURN COPE1446
C COPE1447
200 FORMAT (I4, 16A4) COPE1448
END COPE1449
SUBROUTINE SHIFTT (JRINT, LRINT, REC1) COPE1450
DIMENSION REC1(150 ) COPE1451
COMMON MAT(16), SCRAP(31), IHOOR(15), TRS(150 ) COPE1452
C SHIFTT TROCA OS DADS EM REC1 DE TEMPO BASE DE LRINT MINUTOS COPE1453
C PARA JRINT MINUTOS . *****COPE1454
C TRS E YSADO COMO SCRATCH ARRAY. *****COPE1455
C OS DADOS ESTAO EM REC1 E VOLTARAO PARA REC1 *****COPE1456
DO 10 I=1, 150 COPE1457
TRS(I)=REC1(I) COPE1458
REC1(I)=0. COPE1459
10 CONTINUE COPE1460
L=1 COPE1461
J=1 COPE1462
LTIME=LRINT COPE1463
JTIME=JRINT COPE1464
20 IF (LTIME-JTIME) 30, 50, 40 COPE1465
30 LTIME=LTIME+LRINT COPE1466
GO TO 20 COPE1467
C GO TO 20 COPE1468
40 JTIME=JTIME+JRINT COPE1469
C 'IC' E O NUM DE CICLOS POR DIA , ONDE CICLO E O MENOR PERIODO PARA COPE1470
IC=(1440/LTIME) COPE1471
50 ICYCLE=LTIME/MINO(JRINT, LRINT) COPE1472
IB=LRINT/JRINT COPE1473
C O QUAL A*JRINT=B*IRINT(ISEG) (A , B INTEIROS )*****COPE1474
C CONDENSE REGISTRO PARA O MENOR TEMPO BASE *****COPE1475
IF (IB-1) 120, 60, 60 COPE1476
60 J=1 COPE1477
JTIME=JRINT COPE1478
LTIME=JTIME-JRINT+LRINT COPE1479
DO 110 IA=1, IC COPE1480
L=LTIME/LRINT COPE1481
DO 100 ID=1, ICYCLE COPE1482

```

	IF (JTIME-LTIME) 70,70,80	COPE1483
70	REC1(J)=REC1(J)+TRS(L)	COPE1484
	GO TO 90	COPE1485
80	REC1(J)=REC1(J)+FLOAT(LTIME -JTIME+JRINT)/FLOAT(JRINT)*TRS(L)	COPE1486
	REC1(J)=REC1(J)+FLOAT(JTIME-LTIME)/FLOAT(JRINT)*TRS(L+1)	COPE1487
	L=L+1	COPE1488
	LTIME=LTIME+LRINT	COPE1489
90	J=J+1	COPE1490
	JTIME=JTIME+JRINT	COPE1491
100	CONTINUE	COPE1492
110	CONTINUE	COPE1493
	RETURN	COPE1494
C	ESPANDE REGISTRO PARA O MAIOR TEMPO BASE *****	COPE1495
120	L=1	COPE1496
	LTIME=LRINT	COPE1497
	DO 170 IA=1,IC	COPE1498
	JTIME=LTIME-LRINT+JRINT	COPE1499
	J=JTIME/JRINT	COPE1500
	DO 170 ID=1,ICYCLE	COPE1501
	IF (LTIME-JTIME) 130,140,150	COPE1502
130	REC1(J)=REC1(J)+FLOAT(LTIME-JTIME+JRINT)/FLOAT(JRINT)*TRS(L)	COPE1503
	GO TO 160	COPE1504
140	REC1(J)=REC1(J)+FLOAT(LRINT)/FLOAT(JRINT)*TRS(L)	COPE1505
	GO TO 160	COPE1506
150	REC1(J)=REC1(J)+FLOAT(JTIME-LTIME+LRINT)/FLOAT(JRINT)*TRS(L)	COPE1507
	REC1(J+1)=REC1(J+1)+FLOAT(LTIME-JTIME)/FLOAT(JRINT)*TRS(L)	COPE1508
	J=J+1	COPE1509
	JTIME=JTIME+JRINT	COPE1510
160	L=L+1	COPE1511
	LTIME=LTIME+LRINT	COPE1512
170	CONTINUE	COPE1513
	RETURN	COPE1514
	END	COPE1515
	SUBROUTINE TAPCHK(IDAY, IDAY1, MONTH, MONTH1, JYR, JYR1, MSG)	COPE1516
	IF (IDAY-IDAY1) 50, 10, 50	COPE1517
10	IF (MONTH - MONTH1) 50, 20, 50	COPE1518
20	IF (JYR - JYR1) 50, 30, 50	COPE1519
30	RETURN	COPE1520
40	FORMAT (1H011HINSTEAD OF 12,1H/12,1H/12,6H READ 12,1H/12,1H/12,10XC	COPE1521

	1,8HMESSAGE I3)	COPE1522
50	PRINT 40, IDAY, MONTH, JYR, IDAY1, MONTH1, JYR1, MSG.	COPE1523
	CALL EXIT	COPE1524
	END	COPE1525
	SUBROUTINE CANEDO(LILL, IDAY, SDPREC, SOMAT, SBIN, SBOUT, SGIN, SGOUT)	COPE1526
	COMMON /CANED/ CHUVA(31), CHUIMP(31), BIN(31), BOUT(31), GIN(31),	COPE1527
	IGOUT(31)	COPE1528
	CHUVA(IDAY)=SDPREC	COPE1529
	CHUIMP(IDAY)=SOMAT	COPE1530
	BIN(IDAY)=SBIN	COPE1531
	BOUT(IDAY)=SBOUT	COPE1532
	GIN(IDAY)=SGIN	COPE1533
	IGOUT(IDAY)=SGOUT	COPE1534
	IF(IDAY-LILL) 20, 10, 20	COPE1535
10	PRINT 4051	COPE1536
	PRINT 4050	COPE1537
	PRINT 2830	COPE1538
	DO 1535 IL=1, LILL	COPE1539
1535	PRINT 2350, IL, CHUVA(IL), CHUIMP(IL), BIN(IL), BOUT(IL), GIN(IL), IGOUT(IL)	COPE1540
	IL)	COPE1541
20	RETURN	COPE1542
2350	FORMAT(1H I2, F9.2, 13F9.4)	COPE1543
2830	FORMAT(1H0)	COPE1544
4050	FORMAT('0', 'DIA', 3X, 'CHUVA', 2X, 'CHUVA', 5X, 'BOTTON STORAGE', 3X,	COPE1545
	1'GROUNDWATER ST', '/', 8X, 'TOT', 4X, 'PER', 8X, 'IN', 6X, 'OUT', 7X, 'IN', 6X,	COPE1546
	2'OUT')	COPE1547
4051	FORMAT('1', 'VALORES EM POLEGADAS', //)	COPE1548
	END	COPE1549

	SUBROUTINE PAULO (LILL, IDAY, PIMP, POVF, PDS, PGW, VAZ, PSUB)	COPE1550
	COMMON /PAUL/ XIMP(31), XOVF(31), XDS(31), XGW(31), XAZ(31), XSUB(31)	COPE1551
	XIMP(IDAY)=PIMP	COPE1552
	XOVF(IDAY)=POVF	COPE1553
	XDS(IDAY)=PDS	COPE1554
	XGW(IDAY)=PGW	COPE1555
	XSUB(IDAY)=PSUB	COPE1556
	XAZ(IDAY)=VAZ	COPE1557
	IF(IDAY-LILL) 20, 10, 20	COPE1558
10	PRINT 100	COPE1559
	PRINT 200	COPE1560


```

DO15 I=1,LILL
15 PRINT 300,I,XAZ(I),XIMP(I),XOVF(I),XDS(I),XGW(I),XSUB(I)
20 RETURN
100 FORMAT(1H1,/,/,.' DIVERSAS COMPONENTES DA VAZAO DIARIA',5X,
1' EM POLEGADAS',/)
200 FORMAT(1H0,'DIA',6(4X,'VAZAO'),/,8X,'TOTAL',4X,'IMPER',
15X,'DLS',7X,'DS ',5X,'GWS',5X,'SUBSP',/)
300 FORMAT(1H ,I2,2X,6F9.4)
END
SUBROUTINE ESCRE(KSEGMT, JRINT, IT, ATOTAL, APERVS, AOLFSF, AOLFDS,
1DSMAX, VINSTM, DEPTHU, DEPTHHT, DEPTHB, CHANLG, RTZONE, ALPHA, ROUGH,
2SLOPE, VLENGH, XKSATT, XKSATB, UZST, VTZST, VBZST, ALFAU, UZMIN, VITMIN,
3VIBMIN, XKSAT, C1, C2, C3, C4, C5, C6, POROSU, C10, C11, C12, C13, C14, C15,
4C16, C17, JYR, MONTH, AAA, BBB, CCC, DDD, EEE, FFF, GGG, HHH, POROST,
5POROSB, ALFAT, ALFAB, CH1, CH2, CH3, SMMINU, SMMINT, SMMINB )
READ 2320, ATOTAL, APERVS, AOLFSF, AOLFDS, APLANT, ROUGH, SLOPE, VLENGH
READ 2320, DEPTHU, DEPTHHT, DEPTHB, POROSU, POROST, POROSB, DSMAX, VINSTM
READ 2320, SMMINU, SMMINT, SMMINB, XKSAT, XKSATT, XKSATB, CHANLG, C1
READ 2320, C2, C3, C4, C5, C10, C11, C12, C13
READ 2320, C14, C15, C16, C17
READ 2320, CH1, CH2, CH3
APERVS=1-((1-APERVS)**1.5)
IF (ATOTAL) 120, 130, 130
120 ATOTAL=-247.1*ATOTAL
130 UZMIN=DEPTHU*SMMINU*10.
VITMIN=DEPTHHT*SMMINT*10.
VIBMIN=DEPTHB*SMMINB*10.
UZST=DEPTHU*POROSU*10.
VTZST=DEPTHHT*POROST*10.
VBZST=DEPTHB*POROSB*10.
XNUM=XKSAT *((0.3-SMMINU)/(POROSU-SMMINU))**3.
IF(XNUM) 1000, 1000, 140
140 CONTINUE
ALFAU=ALOG(XNUM/XKSAT )/C3
XNUM=XKSATT*((0.3-SMMINT)/(POROST-SMMINT))**3.
IF(XNUM) 1000, 1000, 150
150 CONTINUE
ALFAT=ALOG(XNUM/XKSATT)/C4
XNUM=XKSATB*((0.3-SMMINB)/(POROSB-SMMINB))**3.

```

```

COPE1561
COPE1562
COPE1563
COPE1564
COPE1565
COPE1566
COPE1567
COPE1568
COPE1569
COPE1570
COPE1571
COPE1572
COPE1573
COPE1574
COPE1575
COPE1576
COPE1577
COPE1578
COPE1579
COPE1580
COPE1581
COPE1582
COPE1583
COPE1584
COPE1585
COPE1586
COPE1587
COPE1588
COPE1589
COPE1590
COPE1591
COPE1592
COPE1593
COPE1594
COPE1595
COPE1596
COPE1597
COPE1598
COPE1599

```

	IF(XNUM) 1000,1000,160	COPE1600
160	CONTINUE	COPE1601
	ALFAB=ALOG(XNUM/XKSATB)/C5	COPE1602
	IF(ALFAU)170,1500,170	COPE1603
170	IF(ALFAT)180,1500,180	COPE1604
180	IF(ALFAB)190,1500,190	COPE1605
190	CONTINUE	COPE1606
	C6=APLANT	COPE1607
	PRINT 2970,MONTH,JYR	COPE1608
	PRINT 2980,KSEGMT,JRINT,IT	COPE1609
	GO TO 200	COPE1610
1000	PRINT 2000	COPE1611
	GO TO 200	COPE1612
1500	PRINT 2500	COPE1613
2500	FORMAT(' ALFAS NEGATIVOS , ESCRE ')	COPE1614
2000	FORMAT(' PROBLEMAS EM XNUM , ESCRE ')	COPE1615
200	CONTINUE	COPE1616
	PRINT 2990	COPE1617
	PRINT 3000,HHH,EEE,CCC,AAA,DDD ,BBB,GGG,FFF	COPE1618
	RADIC=RTZONE*2.54	COPE1619
	PRINT 3100,RADIC	COPE1620
	PRINT 3200,CHANLG,C6	COPE1621
	PRINT 3300	COPE1622
	PRINT 3400,DEPTHU,POROSU,XKSAT,DEPTHT,POROST,XKSATT,DEPTHB,POROSB,	COPE1623
	1XKSATB	COPE1624
	PRINT 3500	COPE1625
	PRINT 3600,VINSTM,UZMIN,DSMAX,VITMIN,UZST,VIBMIN,VTZST,VBZST	COPE1626
	PRINT 3700	COPE1627
	PRINT 3800,C1,C11,C2,C12,C10,C13,C14,C15,C17,C16,ALPHA	COPE1628
	PRINT 3900,ATOTAL,APERVS,ROUGH,AOLFSF,SLOPE,AOLFOS,VLENGH	COPE1629
	PRINT 4000,C3,C4,C5	COPE1630
	DSMAX=DSMAX*0.03937	COPE1631
	VINSTM=VINSTM*0.03937	COPE1632
	DEPTHU=DEPTHU*0.3937	COPE1633
	DEPTHT=DEPTHT*0.3937	COPE1634
	DEPTHB=DEPTHB*0.3937	COPE1635
	VLENGH=VLENGH*3.281	COPE1636
	UZMIN = UZMIN*0.03937	COPE1637
	VITMIN=VITMIN*0.03937	COPE1638

VIBMIN=VIBMIN*0.03937 COPE1639
 UZST=UZST*0.03937 COPE1640
 VTZST=VTZST*0.03937 COPE1641
 VBZST=VBZST*0.03937 COPE1642
 2320 FORMAT(8F10.0) COPE1643
 2970 FORMAT(1H1,55X,I2,3H19/I2,/) COPE1644
 2980 FORMAT(1H0,17X,'SEGMENTO NÚMERO',I3,5X,'INTERVALO DE ROUTING',I4, COPE1645
 1' MINUTOS',7X,'CICLO BASICO DE',I4,' MINUTOS',/) COPE1646
 2990 FORMAT(44X,'VALORES INICIAIS NO INICIO DO ANO',/,54X,'EM MILIMETROCOPE1647
 1S',/) COPE1648
 3000 FORMAT(' ',43X,'VINSTI=',F8.2,5X,'UZSI =',F8.2,/,44X,'OLSI =', COPE1649
 1F8.2,4X,'TIZSI=',F8.2,/,44X,'DS =',F8.2,4X,'BIZSI=',F8.2,/, COPE1650
 244X,'DELINI=',F8.2,4X,'GWSI =',F8.2,/) COPE1651
 3100 FORMAT(1X,'PROFUNDIDADE DO',/,1X,'SIST. RADICULAR =',F6.2,' CM',/)COPE1652
 3200 FORMAT(7X,'CHANNEL LAG=',F6.3,/,2X,'AREA DA INTERCP=',F6.3,/) COPE1653
 3300 FORMAT(/,25X,'RESERVATORIOS',14X,'PROFUNDIDADES',7X,'POROSIDADES',COPE1654
 17X,'PERMEABILIDADES',/) COPE1655
 3400 FORMAT(29X,'SOLO SUPERFICIAL -',F12.2,' CM',2F17.3,' POL/H',/ COPE1656
 118X,'SOLO INTERMEDIARIO SUPERIOR -',F12.2,' CM',2F17.3,' POL/H',COPE1657
 2/, COPE1658
 118X,'SOLO INTERMEDIARIO INFERIOR -',F12.2,' CM',2F17.3,' POL/H')COPE1659
 3500 FORMAT(/,17X,'CAPACIDADE MAXIMA DOS RESERVATORIOS',19X,'CAPACIDADCOPE1660
 1E MINIMA DOS RESERVATORIOS') COPE1661
 3600 FORMAT(22X,'INTERCEPCAO=',F7.1,' MM',32X,'SOLO SUP. =',F7.1,' MM'COPE1662
 1,/, 22X,'DEPRESSAO =',F7.1,' MM',32X,'SOLO INT. 1=',F7.1,' MM'COPE1663
 2,/, 22X,'SOLO SUP. =',F7.1,' MM',32X,'SOLO INT. 2=',F7.1,' MM'COPE1664
 3,/, 22X,'SOLO INT. 1=',F7.1,' MM' COPE1665
 4,/, 22X,'SOLO INT. 2=',F7.1,' MM',/ /) COPE1666
 3700 FORMAT(/,22X,'EQUAÇÕES',9X,'PARÂMETROS',27X,'EQUAÇÕES',9X, COPE1667
 1'PARÂMETROS',/) COPE1668
 3800 FORMAT(17X,'INFILTRACAO -',9X,' C1=',F7.4,21X,'SUBTERRANEO -',9X, COPE1669
 1'C11=',F7.4,/,39X,' C2=',F7.4,43X,'C12=',F7.4,/,17X, COPE1670
 2'ESC. SUBSUP -',10X,'C10=',F7.4,20X,'SUBT PERDAS -',9X,'C13=',F7.4COPE1671
 3/,40X,'C14=',F7.4,/,40X,'C15=',F7.4,28X,'- - -',9X,'C17=',F7.4, COPE1672
 4/,40X,'C16=',F7.4,/,71X,'SOLO EVAPDT -',7X,'ALPHA=',F7.4,///) COPE1673
 3900 FORMAT(29X,'AREA TOTAL =',F6.1,' ACRES',28X,'PARAMETROS DO ESC.COPE1674
 1 SUPERFICIAL',/,29X, COPE1675
 2'AREA PERMEAVEL=',F6.3,' PCENTO',30X,'MANNING =',F5.2,/,29X, COPE1676
 3'AREA P/ CANAL =',F6.3,' PCENTO',30X,'DECLIVIDADE=',F5.2,/,29X, COPE1677

```
4'AREA P/ DEPRE.=' ,F6.3,' PCENTO',30X,' COMPRIMENTO=' ,F8.2,' METROS'COPE1678
5) COPE1679
4 000 FORMAT(//,'PARAMETROS DA CAPILARIDADE',3X,'C3=' ,F7.1,4X,'C4=' ,F7.1COPE1680
1,4X,'C5=' ,F7.1) COPE1681
RETURN COPE1682
END COPE1683
```