



PROGRAMA
DAS NAÇÕES UNIDAS PARA
O DESENVOLVIMENTO
— U N D P —



UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS
HIDRAULICAS



ORGANIZAÇÃO DAS
NAÇÕES UNIDAS PARA
EDUCAÇÃO, CIÊNCIA
E CULTURA
— UNESCO —

CENTRO DE HIDROLOGIA APLICADA

TELEG. "HIDROCENTRO"
TELEFONE : 23-33-94

SUA REF. :

NOSSA REF. :

CAIXA POSTAL 530
PORTO ALEGRE - BRASIL

DESENVOLVIMENTO DE UM MODELO MATEMÁTICO DE SIMULAÇÃO PLÚVIO-HIDROMÉTRICO

TRABALHO APRESENTADO COMO PARTE DOS REQUISITOS PARA
OBTENÇÃO DO TÍTULO DE

MESTRE EM CIÊNCIAS EM
HIDROLOGIA APLICADA

OPÇÃO: HIDROLOGIA

AUTOR: ANTONIO MARCIANO DA SILVA

ORIENTADOR: PROF. CEFERINO ALVAREZ FERNANDEZ

CO-ORIENTADOR: PROF. JEAN HERPIN

Dezembro - 1974

ã Mônica , Juliana
e ã memória de
Sebastião Anacleto Silva

AGRADECIMENTOS

Externa-se os agradecimentos as seguintes pessoas e entidades:

Aos professores:

Ceferino Alvarez Fernandez - pelo incentivo, apoio e esclarecimentos prestados durante o desenvolvimento do trabalho.

Carlos M. Tucci e Jean Herpin - pela cooperação prestada na parte relativa a programação.

Às entidades:

Escola Superior de Agricultura de Lavras, através de seu corpo diretivo, por permitir a realização deste curso.

Instituto de Pesquisas Hidráulicas - pela atenção dada durante o curso e a realização deste trabalho.

À CAPES - pelo apoio financeiro através da concessão da bolsa de estudo.

Ao CPD da UFRGS através da sua direção e operadores - pela atenção e boa vontade sempre demonstrada em todas as oportunidades.

Aos funcionários do Instituto de Pesquisas Hidráulicas - pela sua colaboração no desenvolvimento do trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABELAS	ii
I - INTRODUÇÃO	1
II - CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE MODELOS MATEMÁTICOS E SUAS COMPONENTES	1
III- DESENVOLVIMENTO DO MODELO	1
III-1 - GENERALIDADES	1
III-2 - CONDIÇÕES INICIAIS E DADOS REQUERIDOS PELO MODELO	3
III-3 - CÁLCULO DA PRECIPITAÇÃO MÉ DIA DIÁRIA	6
III-4 - CÁLCULO DA EVAPOTRANSPIRA- ÇÃO REAL DO DIA	7
III-5 - DESENVOLVIMENTO DOS DIVER- SOS COMPONENTES DO MODELO	8
III-6 - DESCARGA TOTAL DO DIA	47
IV - CARACTERÍSTICAS DA BACIA HIDROGRÁFICA	1
IV-1 - SITUAÇÃO GEOGRÁFICA	1
IV-2 - HIDROGRAFIA	1
IV-3 - TOPOGRAFIA	3
IV-4 - CLIMATOLOGIA	3
IV-5 - CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE OS SOLOS E COBERTURA VEGERAL	7
V - ANÁLISE E MANIPULAÇÃO DOS DADOS	1
V-1 - GENERALIDADES	1
V-2 - OBTENÇÃO DOS DADOS	3
V-3 - SELEÇÃO E PERFURAÇÃO DOS DADOS	3

V-4 - DADOS DE PRECIPITAÇÃO	5
V-5 - DADOS DE VAZÕES	10
VI - APLICAÇÃO E AJUSTE DO MODELO	1
VI-1 - PRECIPITAÇÃO MÉDIA SOBRE A BACIA	1
VI-2 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL	6
VI-3 - PROGRAMA PRINCIPAL	11
VI-4 - PROCESSO DE AJUSTE DO MODELO	14
VII- CONCLUSÕES E SUGESTÕES	1
VII-1 - CONCLUSÕES	1
VII-2 - SUGESTÕES	2
VIII-BIBLIOGRAFIA CONSULTADA	1

LISTA DE FIGURAS

FIGURAS

2.1 - CLASSIFICAÇÃO PARCIAL DOS MODELOS MATEMÁTICOS	II- 5
3.1 - DIVISÃO DAS COMPONENTES DE FLUXO	III- 2
3.2 - NOMENCLATURA USADA NOS DIA- GRAMAS DE BLOCOS DO MODELO	III- 4
3.3 - ESQUEMA GERAL DO MODELO	III- 5
3.4 - ESQUEMA DE CÁLCULO DA IN- TERCEPÇÃO	III-11
3.5 - FORMA GERAL DA EQUAÇÃO (3.6)	III-14
3.6 - FORMA GERAL DA EQUAÇÃO (3.8)	III-15
3.7 - FORMA GERAL DA EQUAÇÃO (3.10)	III-17
3.8 - ESQUEMA DE CÁLCULO DO ARMA- ZENAMENTO NAS DEPRESSÕES INFILTRAÇÃO E OBTENÇÃO DA COMPONENTE SUPERFICIAL DO ESCOAMENTO	III-18
3.9 - PROCESSO DA RECARGA DAS CAMADAS DEVIDO A INFILTRA- ÇÃO	III-22

3.10 - ESQUEMA FÍSICO DA CAMADA	III-23
3.11 - ESQUEMA DE CÁLCULO DA PERCOLAÇÃO E BALANÇO HÍDRICO NAS CAMADAS	III-26
3.12 - PROCESSO DE EVAPORAÇÃO DESE DE AS CAMADAS DO SOLO	III-33
3.13 - ESQUEMA DE CÁLCULO DO ESCOAMENTO DE BASE	III-40
3.14 - EFEITO DO NÚMERO DE RESERVATÓRIOS SOBRE A FORMA DO HIDROGRAMA RESULTANTE	III-42
3.15 - EFEITO DO ARMAZENAMENTO DOS RESERVATÓRIOS NAS DESCARGAS DE SAÍDA	III-43
3.16 - ESQUEMA DE PROPAGAÇÃO DA SUBROTINA QSARR	III-45
4.1 - SITUAÇÃO HIDROGRÁFICA E REDE HIDROGRÁFICA	IV- 2
4.2 - PERFIL LONGITUDINAL DO RIO SAPUCAI-GUAÇU E CURVA HIP-SOMÉTRICA	IV- 4
4.3 - PRECIPITAÇÕES MÉDIAS MENSUAIS	IV- 6
4.4 - DISTRIBUIÇÃO ESTACIONAL DAS PRECIPITAÇÕES	IV- 8

5.1 - CURVA DUPLO ACUMULADA	V-6A
5.2 - CURVA DUPLO ACUMULADA	V-6B
5.3 - SEÇÕES TRANSVERSAIS	V-13
5.4 - HÍDROGRAMA E HIETOGRAMA DIÁRIOS	VI-1A
6.1 - POLÍGONOS DE THIESSEN	VI-1A
6.2 - ESQUEMA GERAL DO PROGRAMA PRINCIPAL	VI-12
6.3 - B.H. SAPUCAÍ-GUAÇU	VI-23

LISTA DE TABELAS

ii

TABELAS

- 3.1 - VALORES DOS PARÂMETROS PARA
CALCULAR A INTERCEPCÃO PARA
ALGUNS TIPOS DE COBERTURA
VEGETAL III-10
- 5.1 - COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO
LINEAR SIMPLES PARA PRECIPITAC^õ
TAC^õES DIÁRIAS V- 7
- 5.2 - COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO
LINEAR SIMPLES PARA PRECIPITAC^õ
TAC^õES MÉDIAS DIÁRIAS V- 8
- 5.3 - VALORES DAS MÉDIAS, DESVIOS
PADRÃO E COEFICIENTES DE
CORRELAÇÃO LINEAR, PARA PRECIPITAC^õ
TAC^õES ESTACIONAIS V- 9
- 5.4 - RELAÇÃO COTA-DESCARGA DO RIO
SAPUCAÍ-GUAÇU - SEÇÃO DE
SANTA RITA DO SAPUCAI V-14
- 5.5 - RELAÇÃO COTA-DESCARGA DO
RIO LOURENÇO VELHO - SEÇÃO
DE SÃO JOÃO DE ITAJUBÁ V-15
- 6.1 - RELAÇÃO DOS POSTOS PLUVIOMÉTRICOS
E SUAS RESPECTIVAS ÁREAS DE INFLUÊNCIA
E ALTITUDES VI- 1

- 6.2 - VALORES DOS PARÂMETROS PLIM,
ALMIN E H DO ALGORITMO PLIM
PARA OS DIFERENTES POSTOS
PLUVIOMÉTRICOS VI- 2
- 6.3 - PRECIPITAÇÕES MÉDIAS DIÁ-
RIAS EM MM NA BACIA DO RIO
SAPUCAÍ OBTIDOS POR THIESSEN
E PELO ALGORITMO PLIM VI- 3
- 6.4 - TEMPERATURA MÉDIA MENSAL EM
°C VI- 7
- 6.5 - VALORES DO PARÂMETRO DA RE-
GRESSÃO LINEAR SIMPLES PARA
TEMPERATURAS MENSAIS VI- 7
- 6.6 - FATORES DE CORREÇÃO PARA A
EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL
CALCULADA PELA EQUAÇÃO DE
THORNTHWAITE VI- 9
- 6.7 - ÁREA DE INFLUÊNCIA EM % DAS
DIFERENTES ALTITUDES CONSI-
DERADAS PARA O CÁLCULO DA
TEMPERATURA MÉDIA NA BACIA VI-10
- 6.8 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL
MENSAL EM MM OBTIDA ATRAVÉS
DE THORNTHWAITE VI-11
- 6.9 - DESCARGAS MÉDIAS DIÁRIAS EM
M³/S NO RIO SAPUCAÍ-GUAÇU -
SEÇÃO DE SANTA RITA DO SAPUCAÍ VI-15

- 6.10 - VALORES FINAIS DOS PARÂMETROS CONSIDERADOS NO MODELO VI-20
- 6.11 - VALORES DOS ÍNDICES ESTATÍSTICOS EMPREGADOS PARA VERIFICAÇÃO DO AJUSTAMENTO DO MODELO VI-21
- 6.12 - VALORES ESCOADOS MENSALMENTE EM 10^6 m^3 E DIFERENÇAS PERCENTUAIS MENSÁIS E ANUAIS VI-22

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

O homem, na sua luta pela sobrevivência, e além disto, à procura de obter melhor conforto e lazer, vê-se diante da necessidade imperiosa de estudar, pesquisar, conhecer e tentar intervir dentro de suas limitações, nos diversos fenômenos e fatores presentes na natureza.

A hidrologia, uma ciência de vasta amplitude de atuação, tem por fim estudar os diversos processos por que passa a água, nas suas diferentes fases e formas de ocorrência no universo.

A ocorrência de água superficial, que é que mais diretamente está ligada ao desenvolvimento sócio-econômico, tanto possibilitando-lhe a obtenção de benefícios (através do abastecimento para consumo próprio ou industrial, a irrigação, a produção de energia elétrica, piscicultura, navegação e recreação), como trazendo-lhe prejuízos (pelas inundações e secas), é uma das fases do ciclo hidrológico e é o objetivo de estudo da Hidrologia de Superfície.

Os projetos para aproveitamento dos recursos hídricos superficiais, ou para proteção contra inundações, em uma determinada bacia hidrográfica, levam em consideração, as características próprias da ocorrência dos eventos hidrológicos sobre a mesma. Porém, é muito frequente, principalmente no Brasil, acontecer que as séries de registros fluviométricos sejam de curta duração, não permitindo assim, que se possa através das mesmas, extrair com

muita segurança e confiabilidade, as condições críticas necessárias para os cálculos e dimensionamento das estruturas que se propõe construir.

Para contornar esta situação, a hidrologia oferece várias técnicas, que pelo seu grau de precisão são indicadas para diferentes proposições.

A hidrologia sintética, ramo da hidrologia analítica, que tem sua origem bem recente (pois devido as características das técnicas por ela proposta, alcançou seu desenvolvimento após o início do emprego dos computadores eletrônicos na hidrologia), tem por fim simular o comportamento do sistema hidrológico em estudo. Assim, desde que se tenha estabelecido e ajustado um modelo para o sistema em questão, pode-se dentro de determinadas condições, prever seu comportamento em diferentes situações.

No presente trabalho desenvolveu-se um modelo matemático determinístico, para representar a ação de uma bacia hidrográfica sobre as precipitações ocorridas na mesma, para resultar em descargas. O mesmo foi baseado no modelo apresentado na referência (17), introduzindo-se oportunas modificações nos processos de cálculo da infiltração, escoamento de base e acrescentando o processo de propagação das componentes de fluxo.

Como variáveis de entrada considera-se a precipitação média diária, e a evapotranspiração potencial, além da descarga observada para o processo de ajuste do modelo.

Considera-se no modelo, os processos de interceptação pela cobertura vegetal e o armazenamento nas depressões. Estas duas componentes, constituem-se em perdas

para as precipitações ocorridas, implicando diretamente na eficácia da precipitação na formação do escoamento superficial. Porém, a umidade retida por estas componentes, fica disponível para satisfazer a demanda evaporativa ou para infiltrar-se.

Outra consideração contida no modelo, é a divisão do solo em camadas, levando-se em conta as constantes físicas do solo (capacidade de campo e capacidade de saturação), influenciando tanto no fluxo subsuperficial como no processo de percolação. Assim sendo, leva-se em conta, 3 (tres) componentes de fluxo - a superficial como consequência da chuva efetiva (após haver sido considerado os processos de evapotranspiração, interceptação, armazenamento nas depressões e infiltração); a subsuperfície ou hipodérmica, propiciada pela água, existente acima da capacidade de campo na zona de aeração do solo, e a de base que é consequência do esvaziamento do reservatório subterrâneo, ou seja, da zona saturada.

Elaborou-se um esquema geral de trabalho, e fez-se a separação dos diversos processos de cálculos para permitir serem os mesmos representados por subrotinas independentes. Com isto, as modificações introduzidas em um processo não implica em alterações em outro. Os programas e subrotinas foram elaborados na linguagem FORTRAN IV.

Aplicou-se o modelo a bacia do rio Sapucaí Guaçu. Aplicou-se o modelo à bacia do rio Sapucaí-Guaçu. Os resultados obtidos correspondem as descargas diárias e volumes escoados mensalmente. Porém pode-se definir dois níveis de precisão nestes resultados. O primeiro, referente às descargas diárias apresenta certas deficiências; o segundo, relativo aos valores escoados mensalmente que pode ser considerado como satisfatório.

CAPÍTULO II

CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE MODELOS MATEMÁTICOS E SUAS COMPONENTES.

A elaboração de um projeto de engenharia implica na previsão do comportamento de um sistema a ser construído pelo homem ou de um sistema natural no qual vai-se intervir. O sistema cujo comportamento se quer prever chama-se protótipo e o sistema a partir do qual se quer fazer a previsão chama-se modelo, MOTTA (19).

Existem várias definições de sistema, como a apresentada por JACQUET (13) que define-o como "agrupamento ou um conjunto de elementos ligados por alguma forma de interação ou de interdependência regular". Acrescenta ainda que, o mesmo pode ser conceitual ou real (físico), sequencial e dinâmico. Um sistema sequencial compreende uma entrada, uma passagem e uma saída. Ele será dinâmico se for sede de um processo.

Assim, o sistema hidrológico é físico, porque é caracterizado por seus parâmetros topográficos, geológicos, pedológicos, cobertura vegetal, etc.; é sequencial porque envolve entrada ou impulsões representadas pelas séries cronológicas de variáveis atmosféricas (precipitação, radiação solar, umidade do ar, vento, etc), a passagem destas variáveis pelo sistema e fornece uma saída ou resposta sob a forma de séries cronológicas das vazões resultantes e de variações do armazenamento superficial e subterrâneo do sistema; é dinâmico porque atua sobre a série cronológica de entrada transformando-a em uma nova série cronológica de saída, com características distintas.

CLARKE (5), adaptando uma definição de Dooge (1968) define o sistema hidrológico como um conjunto de processos físicos químicos e/ou biológicos, atuando sobre uma (s) variável (is) de entrada, para convertê-la (s) em variável (is) de saída. Nesta definição uma variável é entendida como sendo uma característica de um sistema que pode ser medida e pode assumir diferentes valores quando medida em diferentes tempos.

Segundo ainda CLARKE (5), os modelos utilizados para prever o comportamento de sistemas hidrológicos podem ser:

- físicos - são os modelos reduzidos, que comportam-se de modo semelhante ao protótipo.

- Analógicos - "são aqueles que não apresentam semelhança geométrica com os respectivos protótipos e nos quais se passem fenômenos qualitativamente diferentes daqueles que devem ser previstos para o protótipo, mas que as equações que regem o fenômeno no protótipo e no modelo analógico, apresentam a mesma estrutura formal" (19).

- Matemáticos - são aqueles em que o comportamento do protótipo é explicado por um conjunto de equações, talvez juntamente com uma imposição lógica, expressando relações entre variáveis e parâmetros. Parâmetro aqui é entendido como uma quantidade caracterizando um sistema hidrológico, que permanece constante no tempo (exemplo a área de uma bacia hidrográfica).

Assumindo que $x(t)$, $y(t)$ representam respectivamente as variáveis de entrada e de saída de um sistema, um modelo matemático poderia ser representado por:

$f(x(t), y(t) ; \partial x/\partial t, \partial y/\partial t ; \partial^2 x/\partial^2 t, \partial^2 y/\partial^2 t ; \dots\dots\dots ;$

$$\theta_1, \theta_2 \dots = 0 \quad (2.1)$$

onde: $f(\cdot)$ - é uma função cuja forma explícita é dada.

$\theta_1, \theta_2 \dots$ são parâmetros que podem ou não serem obtidos do protótipo, ou estimados através dos dados.

Na prática, as variáveis $x(t)$, $y(t)$ não são medidas continuamente, mas sim, a intervalos discretos de tempo, usualmente de iguais duração, tornando-se assim indispensável indexá-las a fim de explicitar a que intervalos de tempo se referem. Se na equação (2.1) substituirmos as derivadas parciais por suas aproximações, diferenças finitas, tal que:

$$\frac{\partial x}{\partial t} \text{ seja substituída por } (x_{t+1} - x_{t-1})/2$$

$$\frac{\partial^2 x}{\partial t^2} \text{ por } (x_{t+1} - 2x_t + x_{t-1})/2$$

e assim por diante, pode-se escrever a equação (2.1) do seguinte modo:

$$f(x_t, y_t ; x_{t-1}, y_{t-1} ; x_{t-2}, y_{t-2} ; \dots ; \theta_1, \theta_2, \dots) = 0 \quad (2.2)$$

Porém, como na maioria das vezes, o sistema a ser modelado é muito complexo, pode-se, para algumas proposições adotar uma forma mais simplificada $f^*(\cdot)$ para a função $f(\cdot)$ da equação (2.2) e expressar a falta do ajustamento, por meio de um resíduo ou erro, tal que a equação (2.2) torne-se:

$$f^*(x_t, y_t ; x_{t-1}, y_{t-1} ; x_{t-2}, y_{t-2} ; \dots ; \theta_1, \theta_2, \dots) + \varepsilon_t = 0 \quad (2.3)$$

sendo ϵ_t o erro ou resíduo para o tempo t , podendo ser positivo ou negativo.

Uma forma mais conveniente da equação (2.3) expressa o fato de que, a variável de saída y_t , para o tempo t depende dos valores passados das variáveis de entrada e de saída tal como:

$$y_t = f^*(x_t, x_{t-1}, x_{t-2}; y_{t-1}, y_{t-2}; \dots; \theta_1, \theta_2, \dots) + \epsilon_t \quad (2.4)$$

onde como antes:

$f^*(.)$ é uma função cuja forma é conhecida, porém contém parâmetros $\theta_1, \theta_2, \dots$, para serem avaliados por medições ou cálculos e ϵ_t é um resíduo expressando a falta de ajuste entre as variáveis de saída fornecida pelo modelo e a observada, o qual deve ser minimizado.

Os modelos matemáticos a partir da última década, constituíram-se em uma das técnicas mais utilizadas no auxílio das soluções dos problemas que envolvem o comportamento de um sistema hidrológico. Seus desenvolvimentos e uso cada vez mais acentuado, devem-se em grande parte à disponibilidade de computadores eletrônicos digitais, que permitem o emprego de um número elevado de dados e possuem alta velocidade de processamento dos cálculos necessários.

Em virtude das características próprias de cada sistema hidrológico, da disponibilidade de dados, da finalidade do estudo, e da concepção do analista, diferentes modelos são elaborados, para diferentes usos, embora alguns possam ter vários usos. CLARKE (5), sugere uma classificação para os modelos matemáticos, que será parcialmente esquematizada na figura (2.1). Devido aos fatores

antes citados e ao fato de que a formulação de um modelo é um processo contínuo de modificação, ajustagem e remodelações, permitindo assim, que pequenas modificações introduzidas em um modelo possibilite a criação de um "modelo modificado", às vezes com características bem distintas do original, não há uma sistemática rígida que possibilite a classificação dos mesmos.

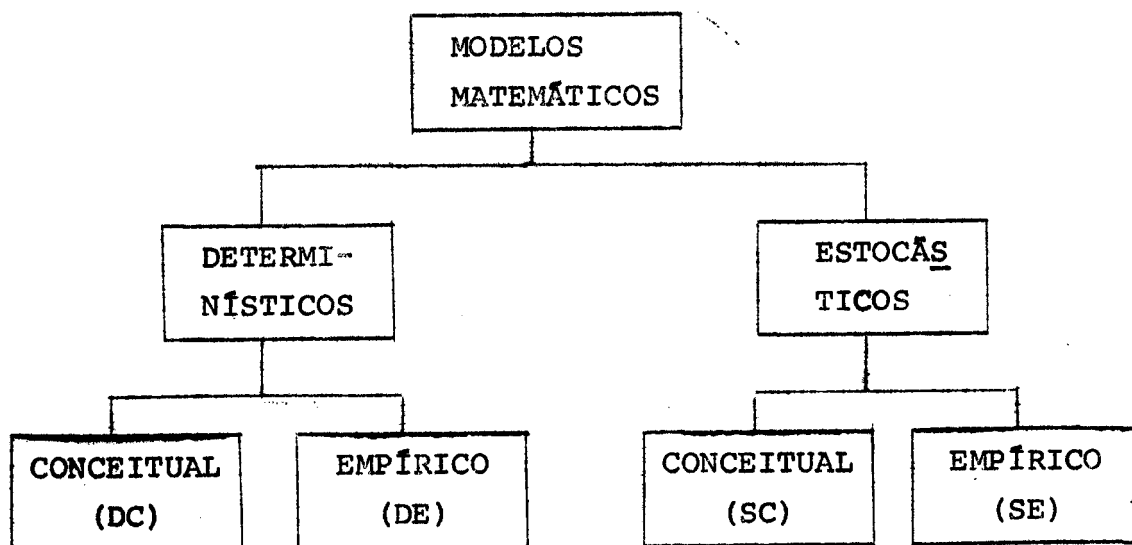


Fig.: 2.1 - Classificação parcial* dos modelos matemáticos (segundo Clarke).

Os modelos classificados em cada um destes subgrupos podem ainda subclassificar-se como:

- a) lineares na concepção do sistema teórico (LST)
- b) não lineares na concepção do sistema teórico (NLST).

Por outro lado, os modelos SC e SE podem se subclassificar em:

* Diz-se parcial porque a partir desta subdivisão a classificação pode ser feita por vários caminhos.

- a) lineares na concepção da regressão estatística (LSR)
- b) não lineares na concepção da regressão estatística (NLSR)

(Os modelos DC e DE poderiam ser subclassificados também em LSR e NLSR, sendo no entanto, esta classificação irrelevante).

Os modelos classificados em qualquer um destes grupos, podem ainda se subclassificar em:

- a) globais
 - probabilisticamente
- b) distribuídos
 - geométricamente

Para esta classificação o autor estabeleceu as seguintes distinções para os diferentes grupos resultantes:

- Um modelo será estocástico se alguma das variáveis da equação (2.4) é considerada como aleatória, tendo distribuição de probabilidade. Neste caso, a denominação estocástica é melhor do que probabilística, porque enfatiza a dependência temporal das variáveis consideradas pelo modelo. Por outro lado, se todas as variáveis da equação (2.4) são consideradas como livres de variação aleatória, tal que nenhuma é considerada como tendo distribuição de probabilidade, então o modelo é considerado como determinístico.

- A distinção entre modelos conceituais e empíricos, é descrita levando-se em conta se a forma da função $f^*(.)$ da equação (2.3) é ou não sugerida por consideração dos processos físicos agindo sobre as variáveis de entrada para produzir variáveis de saída. Esta distinção é quase inteiramente artificial, pois modelos formulados originalmen

te sem referencia aos processos físicos, podem ter parâmetros, para os quais alguma interpretação física pode ser encontrada, enquanto que modelos aparentemente baseado na física podem conter obviamente componentes empíricos. Os modelos empíricos são também chamados de modelos de caixa preta ou em blocos.

- Distingue-se os modelos lineares dos não lineares segundo pelo menos dois princípios:

- a) um modelo é linear na concepção do sistema teórico (LST), se o princípio de proporcionalidade e superposição é assegurado, ou seja, dado que $y_1(t)$, $y_2(t)$ são as variáveis de saída correspondentes às variáveis de entrada $x_1(t)$, $x_2(t)$, o modelo é LST se a saída correspondente à entrada $x_1(t) + x_2(t)$ é $y_1(t) + y_2(t)$. Em caso contrário o modelo será NLST.
- b) um modelo será linear na concepção da regressão estatística (LSR), se ele é linear nos parâmetros a serem estimados. Assim, se a entrada $x(t)$ e a saída $y(t)$ forem relacionadas pela equação $y = \alpha + \beta x + \gamma x^2$, este modelo é linear na concepção da regressão estatística, porém não linear na concepção do sistema teórico.

- a distinção entre modelos globais e distribuídos baseia-se no seguinte:

- a) um modelo global não leva em consideração a distribuição espacial das variáveis de entrada nem a variação espacial dos parâmetros caracterizantes dos processos físicos que atuam sobre as variáveis de entrada.
- b) modelos distribuídos são aqueles que levam em consideração a distribuição espacial das variáveis de entrada ou dos parâmetros. Distinguem-se duas classes:
 - bl) probabilisticamente distribuídos - modelos que descrevem as variações espaciais das variações de entrada sem

referência a configuração geométrica das áreas de influência, nas quais as mesmas, tal como as precipitações são medidas ou aquela na qual os parâmetros do modelo são para serem medidos, ou estimados. Exemplos, o modelo de Stanford (Crawford e Linsley (1962) e (1964)), onde a capacidade de infiltração na bacia, é assumida como tendo uma distribuição retangular de probabilidade.

b2) geométricamente distribuídos a variabilidade das variáveis de entrada e/ou dos parâmetros é levada em consideração.

Segundo os tipos das variáveis de entrada, os modelos determinísticos de simulação hidrológica são de um modo geral englobados em duas classes, BERTHELOT (2):

- modelos de propagação de descargas também chamados de modelos hidrodinâmicos ou analíticos. Utilizam-se das equações fundamentais da hidrodinâmica (Continuidade, Euler, Bernoulli), para compor um sistema de equações (equações de Saint Venant) que permita através sua resolução, representar o deslocamento de uma massa de água em trechos de rios, lagos, zonas inundadas e reservatórios. Nestes, as variáveis de entrada e de saída são descargas.

- modelo de transformação chuva - descarga, são os chamados modelos plúvio-hidrométricos (MPH): Nestes, como as entradas são as precipitações ocorridas sobre uma bacia hidrográfica, é preciso simular a geração de descargas e partir das precipitações. Como não existem sistemas de equações, como no caso anterior, para gerar descargas a partir das variáveis meteorológicas (precipitação, umidade, vento, temperatura, etc e das características da bacia deve-se:

- primeiro, imaginar-se um mecanismo esquemático de geração do escoamento. Como o esquema pode ser concebido de várias maneiras, desprezíveis ou não, já nesta altura existem várias categorias de MPH.

- segundo, quantifica-se o modelo por meio de variáveis, fatores e parâmetros. De um modo geral, distinguem-se as variáveis, como descrevendo os fenômenos, os fatores (características da bacia) descrevem o âmbito onde ocorrem os fenômenos e os parâmetros permitem o ajuste do modelo.

Os modelos plúvio-hidrométricos são também classificados como empíricos, porém o grau de empirismo está na dependência da forma pela qual se dá a concepção do esquema de cálculo da transformação chuva-descarga

Segundo o conceito de propagação da unidade de escoamento os MPH dividem-se em duas categorias:

- modelos a reservatórios - a transformação da unidade de escoamento é feita através uma sequência de transformações, cada uma das quais simulando a passagem da água através um reservatório fictício, e especificadas por duas equações: a equação da continuidade, e uma equação de esvaziamento de reservatórios. Nestes, a chuva pode dividir-se em até quatro componentes de escoamento (superficial, subsuperficial, aquífero, parte impermeável) sendo que em muitos casos, a divisão em mais de duas componentes não apresenta justificativa satisfatória.

- modelos com operadores plúvio-hidrométricos - a transformação da unidade de escoamento em descarga é feita através de um operador de transformação plúvio-hidrométrico, tal como o hidrograma unitário. Nestes

modelos, a chuva é dividida em duas componentes, a chuva efetiva que proporciona a descarga superficial, e o "resto" dando origem às perdas por evaporação e infiltração com a eventual descarga subsuperficial.

Como nos modelos plúvio-hidrométricos, as entradas são as chuvas caídas sobre a bacia hidrográfica, há necessidade do conhecimento das características das mesmas. REMENIERAS (27), apresenta uma classificação das mesmas, em função das condições meteorológicas que as ocasionam ou que as acompanham:

- convectivas - ocasionadas pela ascensão de massa de ar aquecido nas proximidades do solo, pela radiação solar, direta ou indiretamente pela reflexão dos raios solares, em dias tranquilos (sem a presença de ventos com velocidade significativa). São características das regiões equatoriais ocorrendo também em zonas temperadas, durante os períodos quentes, quase unicamente sob a forma de tempestades de verão locais e violentas, podem estar acompanhadas de relâmpagos, trovões e ventos locais.

- orográficas-provocadas pelo movimento de massas de ar úmido, do mar para o continente e que encontrando uma barreira montanhosa, ou quando passam de uma zona de influência de um mar relativamente quente, para vastas extensões de solo mais frio, elevam-se provocando precipitações, que nas regiões montanhosas geralmente ocorrem na vertente oposta (barlovento).

- ciclônicas ou de frentes (frias ou quentes) - estão associadas aos movimentos de massas de ar de uma região de alta pressão para uma de baixa, provocando assim, o encontro de massas de ar com temperatura e umidade diferentes, havendo a elevação do ar mais quente que

por resfriamento e condensação provocam precipitações.

As precipitações do tipo convectivo, são as principais responsáveis pela formação de enchentes nas pequenas bacias, pois geralmente são de grande intensidade, curta duração cobrindo pequenas áreas. Os outros dois tipos, geralmente são de intensidade baixa a moderada, longa duração, cobrem grandes áreas e são relativamente homogêneas. Na realidade as precipitações geralmente resultam de uma combinação destas três classes.

Dos processos indicados para o cálculo da precipitação média sobre uma área destacam-se os seguintes:

- média ponderada levando em consideração a curva hipsométrica da área, e a variação da precipitação com a altitude; indicado para cálculo de médias, para períodos longos.

- método das isoietas (linhas de igual intensidade de precipitação) - é o método mais racional, porém sua acuracidade depende muito do conhecimento da região, principalmente da topografia, efeitos orográficos e morfologia das chuvas. Sua precisão dependerá pois, da perícia do analista na utilização de todos estes conhecimentos. Como a ocorrência da chuva se dá geralmente de uma forma heterogênea tanto espacial como temporalmente, têm-se de fazer para cada precipitação, um novo traçado das isoietas, tornando-se assim bastante trabalhoso.

- método dos polígonos de Thiessen - é um processo geométrico, que consiste em ponderar as observações de cada estação, pela área de influência das mesmas, que é representada pelos polígonos formados pelos

segmentos de retas perpendiculares ao meio das linhas que ligam duas estações pluviométricas, LINSLEY et alii (15).

Uma tentativa de associar estes dois últimos métodos deve ser feita, pois pode-se com esta medida, fazer-se algumas alterações nas áreas de influência dos polígonos em função dos resultados obtidos nos dois processos e trabalhar-se com o último por ser de mais fácil aplicação.

Segundo REMENIERAS (27) a intensidade da chuva em uma bacia, aumenta com o aumento da altura da bacia hidrográfica, até uma determinada altitude chamada ótima pluvial, a partir da qual decresce. Por outro lado sabe-se que geralmente as chuvas de grande intensidade cobrem pequenas áreas. Levando em conta estes dois fatores e quando a área de influência de um posto pluviométrico é relativamente grande (algumas centenas de quilômetros quadrados) BERTHELOT e MUÑOZ (3) desenvolveram um algoritmo denominado PLIM, o qual estabelece um coeficiente ALPHA, para redução da área de influência de cada posto, em função da intensidade de precipitação ocorrida.

Para o cálculo de ALPHA foi estabelecido um parâmetro PLIM, que é a precipitação limite para o posto em consideração acima da qual as chuvas são consideradas intensas. Este parâmetro varia para cada posto em função da altitude do mesmo. Os valores de ALPHA são obtidos pela expressão:

$$ALPHA = ALMIN_i + (1 - ALMIN_i) * H_i ** (P_i - PLIM_i) \quad (2.5)$$

onde:

i - indicador do posto pluviométrico em

questão.

ALMIN_i - mínimo valor de ALPHA_i correspondente ao caso em que P_i → ∞.

H₁ - coeficiente de decrescimento exponencial da curva.

P_i - precipitação observada no posto i

ALPHA_i e PLIM_i - têm o significado exposto anteriormente.

A determinação de PLIM é feita através a relação intensidade de chuva * altitude do posto. Do exposto resume-se:

- quando: P_i < PLIM_i α_i = 1 (não há redução da área)
- P_i > PLIM_i α_i é calculado pela expressão (2.5)
- P_i → ∞ α_i = ALMIN_i

A precipitação média na bacia calcula-se por:

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^{NPOST} ALPHA_i * P_i * A_i}{\sum_{i=1}^{NPOST} ALPHA_i * P_i} \quad (2.6)$$

onde: NPOST - número de postos pluviométricos.

A_i - área de influência do pluviômetro i, dada por Thiessen ou outro método.

Retenção superficial - também denominado armazenamento superficial, refere-se àquela parte da chuva que não ocorre para o escoamento superficial e nem para a infiltração durante ou logo após o período de precipitação LINSLEY et alii (14). A retenção superficial include:

- intercepção pela cobertura vegetal.
- armazenamento nas depressões.

Intercepção - segundo VIESSMAN et alii (33), a intercepção corresponde àquela parte da chuva retida pela vegetação e outras formas de cobertura sobre a área de drenagem. O total de água interceptado é uma função de :

- características das chuvas.
- espécie, estágio de desenvolvimento e densidade das plantas predominantes na área.
- estação do ano.

As perdas por intercepção, são especialmente pronunciadas em áreas cobertas por densas florestas chegando a atingir 25% da precipitação anual. Grande parte das perdas por intercepção ocorre no início da precipitação e a capacidade de intercepção da cobertura diminui rapidamente aproximando-se de zero, quando a chuva for suficiente para satisfazer a capacidade máxima de intercepção.

Horton citado por LINSLEY et alii (14) apresenta uma fórmula para o cálculo da intercepção:

$$V_i = S_i + C_p * E_a * t_R \quad (2.7)$$

onde:

V_i - altura de água interceptada.

S_i - a capacidade de armazenamento por unidade de área projetada.

C_p - a razão entre a área da superfície vegetal e sua área projetada.

E_a - índice de evaporação por unidade de área.

t_R - duração da precipitação.

Esta equação, fornece um valor de interceptação, que é independente da precipitação total, o que permite ser o mesmo superior à precipitação ocorrida. Ela é realmente correta para os casos em que a precipitação é suficiente para permitir que haja interceptação máxima. Uma modificação proposta por Linsley, foi a consideração da interceptação dada pela equação (2.7) como exponencial. Como o total de precipitação aumenta desde zero até algum alto valor, para uma mesma duração, então:

$$V_i = (S_i + C_p * E_a * t_R) (1 - e^{-KP}) \quad (2.8)$$

onde:

P - precipitação total

K - constante.

Em virtude da escassez de dados de interceptação Horton, sugere uma fórmula empírica, para ser usa-

da para precipitações isoladas, que será objeto de considerações no capítulo seguinte.

Armazenamento nas depressões - corresponde à parte da chuva que atinge o solo e fica retida nas depressões do terreno, estando disponível para infiltrar-se ou evaporar-se, VISSMAN et alii (33). A natureza das depressões bem como suas formas é uma função da topografia e conformação da superfície do solo e das práticas culturais. LINSLEY et alii (14) acrescentam que a capacidade de armazenamento nas depressões geralmente varia inversamente com a declividade da área e aumenta com o aumento da área de drenagem, até determinado ponto. Durante os primeiros instantes a precipitação em excesso (chuva que atinge ao solo) é quase inteiramente retida pelas depressões, enquanto que a grande maioria dos últimos incrementos de chuva, contribui para o escoamento superficial. O processo de cálculo será mostrado no capítulo IV.

Evapotranspiração - nos estudos de balanços hídricos em uma área, geralmente interessa-se pela evaporação total ou evapotranspiração que constitui-se de duas partes:

evaporação - conjunto de fenômenos físicos que transformam a água da superfície terrestre em vapor.

transpiração - conjunto de fenômenos fisiológicos que transformam parte da água absorvida pelos vegetais, em vapor.

Fatores intervinientes - LINSLEY et alii (14) citam os principais:

- fatores meteorológicos: radiação solar, temperatura, velocidade do vento, pressão de vapor do ar circundante e da água a evaporar-se.

- natureza da superfície de evaporação.

- umidade do solo.

- tipo de solo.

- tipo (estágio de desenvolvimento da cobertura vegetal)

Existem ainda **controvérsias** sobre a forma de utilização da água pela planta. A água disponível para a planta situa-se entre a capacidade de campo e o ponto de murchamento. Entende-se por capacidade de campo a umidade retida em um solo, logo após haver cessado o efeito da drenagem gravitacional, quando lhe é assegurado drenagem livre; por ponto de murchamento, a umidade retida em um solo quando uma planta que nele se desenvolve, atinge o estado de murcha permanente.

MONIZ (18) - cita Veihmeyer e Hendrichsen que defendem a teoria que a planta utiliza a água com a mesma facilidade em toda a faixa de disponibilidade e Richards e Wadleigh que afirmam haver uma diminuição na facilidade de uso da água à medida que a umidade do solo se aproxima do ponto de murchamento. HIDALGO (11), cita Taylor, Bielora, Gardner que desenvolveram trabalhos procurando esclarecer esta controvérsia e chegaram a conclusão que realmente há mais dificuldade para a planta utilizar água quando o teor de umidade do solo se aproxima do ponto de murcha permanente.

Horton, citado por LINSLEY et alii (15) definiu evapotranspiração potencial como sendo aquela que ocorreria se houvesse sempre umidade disponível para satisfazê-la. Assim, a evapotranspiração real só poderá ser igual à potencial, quando a condição anterior for satisfeita, caso contrário será sempre inferior.

Água do solo - segundo MONIZ (18) a água do solo divide-se em três classes:

- Água gravitacional - com as seguintes características principais:

- umidade acima da capacidade de campo.
- localizada nos macroporos do solo.
- permanência efêmera no solo.
- removida facilmente pela drenagem.

- Água capilar - características principais:

- umidade compreendida entre umidade higroscópica e capacidade de campo.

- localizada nos microporos.
- parcialmente permanente no solo.

- não removida pela drenagem (parcialmente utilizada pela planta).

- Água higroscópica - características principais:

- teor de água abaixo da umidade higroscópica.

- localizada nas proximidades das superfícies das partículas do solo.

- permanente no solo.

- removida no estado de vapor.

Analizando-se estas características da água do solo, vê-se que a água gravitacional e parte da água capilar são as que estão disponíveis para a planta. Porém, a água gravitacional é um estado transitório no solo, dependendo das condições das camadas inferiores, em poucos dias há a sua drenagem.

A umidade que realmente está sempre disponível para a planta é aquela parte da água capilar situada entre a capacidade de campo e umidade de murchamento.

Infiltração - define-se como a passagem da água da superfície para o interior do solo. Fazendo-se a distinção da percolação que é considerada como o movimento da água no interior do solo, LINSLEY et alii (15). Apesar desta distinção, os dois fenômenos estão intimamente relacionados, já que a infiltração não pode continuar livremente a não ser porque a percolação evacua a água infiltrada da superfície do solo.

Considerando-se, apenas o teor de umidade do solo, como variável, e mantendo-se constantes os demais fatores que influenciam na infiltração e percolação, tais como, propriedades físicas do solo, qualidade da água, temperatura, condição da crosta superficial, cobertura

ra vegetal, intensidade de chuva, etc, resume-se a influência da umidade do solo do seguinte modo:

- alto teor de umidade - o solo oferece grande resistência ao movimento da água em seu interior, porém apresenta baixa capacidade de retenção de umidade.

- baixo teor de umidade - o solo oferece pequena resistência ao movimento de água em seu interior, porém possui grande capacidade de retenção, através a atração exercida pela força capilar.

Assim, quando há uma precipitação, e estando o solo seco há grande facilidade para a água gravitacional infiltrar-se, no entanto, na maior parte desta, será retida pelo efeito da atração capilar dos microporos. Há então, uma tendência de aumentar o teor de umidade das camadas superiores do solo, mas conseqüentemente haverá também uma diminuição da capacidade de retenção. De um modo simplificado, poderia-se dizer que quando o solo atinge a capacidade de campo, o efeito da retenção capilar é bem reduzido e a ação da gravidade a supera, e se as condições de umidade nas camadas inferiores, forem favoráveis, haverá então o escoamento da água (gravitacional) para as camadas inferiores (percolação).

Aceitando-se este raciocínio, a taxa de infiltração estará na dependência da taxa de percolação, chegando em um determinado instante, se houver umidade suficiente, em que as duas taxas se igualarão. Se o processo continuar, haverá uma saturação de umidade nas camadas inferiores e conseqüente levantamento do lençol freático ou não confinado.

A velocidade com que a água infiltra-se
no

no solo, denomina-se intensidade de infiltração geralmente dada em mm/h. Há uma intensidade máxima de penetração da água no solo em um dado ponto e em determinadas condições, que denomina-se como capacidade de infiltração. O que em outras palavras nada mais é que a intensidade de infiltração potencial (f_p). A intensidade de infiltração real (f_i), é igual a capacidade de infiltração, f_p , somente quando a intensidade da chuva em excesso ou chuva efetiva (P_e), for igual ou maior que f_p . Supõe-se que a intensidade de infiltração real é igual a intensidade de chuva em excesso quando, $P_e < f_p$. O valor da f_p alcança seu máximo f_o , no princípio de uma chuva e se aproxima de um valor baixo e constante f_c , à medida que o perfil do solo se satura.

Horton citado por LINSLEY et alii (15) observou que as curvas de capacidade de infiltração se aproximam da forma.

$$f_p = f_c + (f_o - f_c) e^{-Kt} \quad (2.9)$$

onde: e - é a base dos logaritmos neperianos.

K - constante empírica

t - tempo desde que começou a chuva.

Os demais termos têm os significados já mencionados anteriormente. A equação (2.9) só é aplicável quando $P_e > f_p$ durante toda a precipitação.

As considerações sobre as componentes de escoamento serão apresentadas no capítulo III, juntamente com o desenvolvimento do modelo.

CAPÍTULO III

DESENVOLVIMENTO DO MODELO

III.1 - Generalidades

O hidrograma resultante dos registros de vazões, realizados em uma estação hidrométrica reflete o efeito total dos vários fatores físicos da bacia hidrográfica, afetando o escoamento. O mesmo pode estar a representar o escoamento superficial, o subsuperficial ou hipodérmico, o escoamento de base, ou uma combinação dos mesmos.

O escoamento superficial ocorre durante e logo após uma chuva, é resultante da chuva efetiva. O escoamento subsuperficial constitui-se na contribuição do solo através sua zona de aeração, quando a umidade nela ou em parte dela, encontra-se acima da capacidade de campo, tratando-se pois da afluência da água gravitacional para o leito do rio, geralmente verifica-se por poucos dias. O escoamento de base é devido à contribuição da zona saturada do solo (lençol freático ou não confinado), nos rios perenes esta contribuição é contínua, nos rios intermitentes acontece que em algumas épocas seu nível está abaixo do nível do leito do rio, havendo assim descontinuidade na contribuição. O esquema apresentado na figura (3.1) procura elucidar o explicado anteriormente.

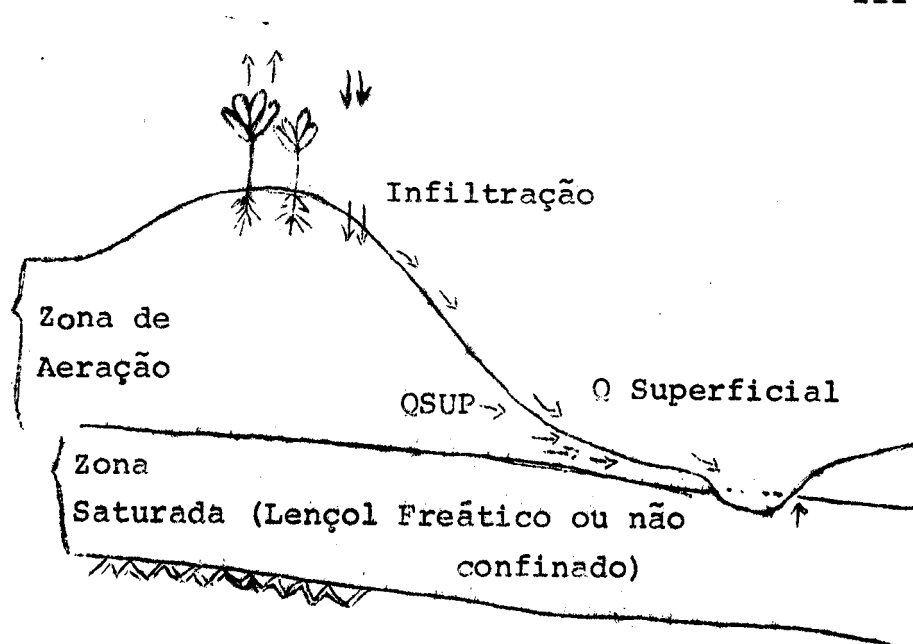


Figura 3.1.

No esquema de cálculo proposto, considera-se a separação das três componentes de escoamento, o que não acontece sempre pois em geral exprime-se as componentes subsuperficial e de base como uma só. Dividiu-se a zona de aeração do solo em camadas, que por hipótese simplificada, possuem a mesma capacidade de campo e mesma capacidade de saturação, (umidade contida em um solo em que todos seus espaços vazios estão ocupados pela água). O modelo foi desenvolvido com o propósito de possibilitar o uso de valores médios diários das variáveis de entrada.

O desenvolvimento do modelo seguiu as seguintes etapas de cálculos:

- precipitação média diária sobre a bacia hidrográfica.
- evapotranspiração real do dia.
- interceptação pela cobertura vegetal.

- armazenamento nas depressões, infiltração e escoamento superficial.
- escoamento subsuperficial, percolação e balanço hídrico das camadas.
- escoamento de base
- propagação dos componentes de escoamento.
- integração ou composição linear dos componentes .

A figura (3.2) mostra os símbolos usados nos diagramas de blocos que são apresentados no trabalho. A figura (3.3.) apresenta um esquema geral do modelo.

III.2 - Condições iniciais e dados requeridos pelo modelo

Para operação do modelo requer-se o conhecimento das condições iniciais de intercepção (TERC) armazenamento nas depressões do solo (RSUP), umidade (HUM) e excesso (EXCE) de água nas camadas, descarga de base do dia anterior (Q_0), percolação à zona de saturação no dia anterior (PERAN), armazenamento na zona de saturação (H_0). Cada uma destas condições que constituem parte dos dados de entrada para o primeiro dia, possuirá ao final do dia novos valores (condição final), que se transformam em condição inicial para o dia seguinte. Para os casos da intercepção e do armazenamento nas depressões, diferencia-se as condições iniciais das finais do seguinte modo:

TERC 1 - intercepção inicial

TERC 2 - intercepção final

S I M B O L O	O P E R A Ç Ã O
	ENTRADA DOS DADOS OU CONDIÇÃO INICIAL
	LEITURA DOS DADOS NO DISCO (PROGRAMA PRINCIPAL)
	DECISÃO EM FUNÇÃO DO VALOR CONTIDO NO BLOCO
	CALCULO POR MEIO DE UMA OU MAIS OPERAÇÕES
	RESULTADOS OBTIDOS DE QUALQUER PRO- CESSO DE CALCULO
	OPERAÇÃO PRE-DEFINIDA (PARA O PROGRA- MA PRINCIPAL, CHAMADA DE SUBROUTINA)
	CONEXÃO COM OUTRO DIAGRAMA
	CONEXÃO COM OUTRAS PARTES DO DIA- GRAMA
	DIREÇÃO DO FLUXO

FIG. 3.2 - NOMENCLATURA USADA NOS DIAGRAMAS DE BLOCOS DO MODELO

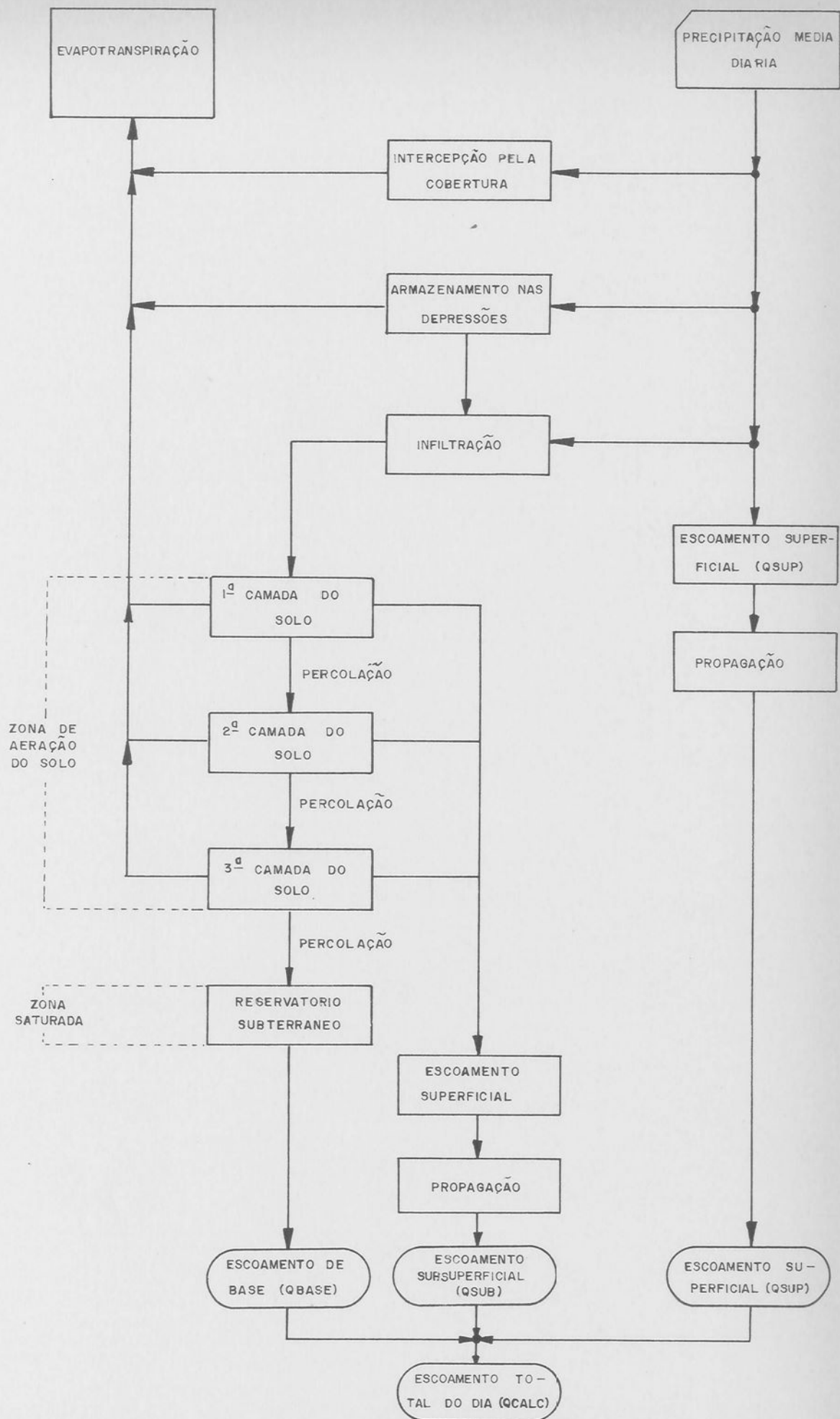


FIG. 3.3 - ESQUEMA GERAL DO MODELO.

RSUP 1 - armazenamento inicial nas depressões.

RSUP 2 - armazenamento final nas depressões.

Os dados requeridos são a precipitação e evapotranspiração e descarga observada, para o processo de ajuste dos parâmetros, todos correspondentes aos valores médios diários.

III.3 - Cálculo da precipitação média diária.

Empregou-se o método dos polígonos de Thiessen. A precipitação média diária obtém-se por:

$$PREM = \frac{\sum_{i=1}^{NUEST} A_i P_i}{\sum_{i=1}^{NUEST} A_i} \quad (3.1)$$

sendo:

PREM - precipitação média do dia em mm

i - indicador do posto pluviométrico.

NUEST- número de postos.

A_i - área de influência do posto i , em Km^2

P_i - precipitação diária ocorrida no posto i , em mm.

III.4 - Cálculo da evapotranspiração real do dia.

Obtem-se a evapotranspiração real a partir da evapotranspiração potencial. A evapotranspiração potencial do dia obtem-se como a seguir:

$$EVTPD = \frac{ETP(M)}{NDIA(M)} \quad (3.2)$$

onde:

EVTPD - evapotranspiração potencial do dia em mm.

M - indicador do mes.

ETP(M) - evapotranspiração potencial mensal (média da bacia). Ver capítulo VI.

NDIA(M) - número de dias do mes M

Para o cálculo da evapotranspiração real considera-se as seguintes possibilidades:

a) $PREM > EVTPD$

b) $EVTPD \leq PREM + TERC\ 1 + RSUP\ 1$

c) $EVTPD > PREM + TERC\ 1 + RSUP\ 1$

nos casos (a) e (b), a evapotranspiração real do dia (EVTRD), será sempre igual a EVTPD. No caso (c) dependerá das condições de umidade das camadas do solo. Todos estes três casos serão objetos de considerações mais explicadas no desenvolver do modelo.

III.5 - Desenvolvimento dos diversos componentes do modelo.

Nos cálculos referentes a interceptação, in filtração, armazenamento nas depressões e balanço hídrico nas camadas, baseou-se em grande parte no modelo desenvolvido por (17). Não se fará alusões seguidamente a esta referência, sómente nos casos em que houver modificações mais acentuadas.

III.5.1 - Processos que ocorrem quando a precipitação média diária é maior que a evapotranspiração potencial diária.

III.5.1.1 - Retira-se da precipitação a EVTPD calculada segundo a equação (3.2) e obtem-se a precipitação líquida.

$$PREL = PREM - EVTPD \quad (3.3)$$

sendo:

PREL - a precipitação líquida que se encontra disponível para ser utilizada pelos processos seguintes:

$$\text{Neste caso } EVTRD = EVTPD$$

III.5.1.2 - Cálculo da interceptação - como não se dispõe de dados de pluviôgrafo, que permitiria saber-se a duração das chuvas e nem de indicações sobre a capacidade de retenção da cobertura vegetal, o que possibilitaria a utilização de fórmulas como as sugeridas pelas equações (2.7 e 2.8) mostradas no capítulo anterior, calculou-se a interceptação pela fórmula empírica sugerida por Horton apre-

sentada na referência (14).

Assim, a intercepção é dada por:

$$I = \text{ALFA} + \text{BETA} \times (P)^n \quad (3.4)$$

nesta equação:

I - é a intercepção dada em polegadas.

ALFA, BETA e n - são parâmetros que dependem da quantidade e tipo de vegetação.

P - precipitação total em polegadas.

A determinação da intercepção média sobre a bacia é feita afetando-se o valor dado pela equação (3.4), por um fator de projeção para ajustar a intercepção para aquela porção da área não coberta pela vegetação. A tabela (3.1) apresenta algumas indicações para os valores dos parâmetros e do fator de projeção para diferentes condições de cobertura vegetal. Nos casos em que o fator de projeção não aparece deve ser estimado em função das condições da cobertura vegetal existente.

No modelo empregou-se a equação (3.4) para calcular a intercepção final (TERC 2), a partir da precipitação líquida dada pela equação (3.3). Estabeleceu-se uma capacidade máxima, de intercepção (CMINT) para limitar o valor da intercepção, ficando o restante da precipitação disponível para os processos seguintes do modelo.

A quantidade de água retida como intercepção no final de um dia qualquer, calcula-se como a soma da intercepção remanescente do dia anterior (TERC 1) mais a água interceptada no dia (TERC 2) causada pela precipi-

TABELA 3.1 - Valores dos parâmetros para calcular a intercepção para alguns tipos de cobertura vegetal. (Segundo Horton)

Tipo de vegetalão	I = ALFA + BETA*P**n			Fator de projeção
	ALFA	BETA	n	
Pomares	1.02	0.18	1.0	
Carvalho, cercas vivas e aberto	0.76	0.22	1.0	
Carvalho em bosque	1.27	0.18	1.0	
Arbustos	0.51	0.40	1.0	
Feijão, batatas, repolhos e outras pequenas culturas	1.67h	0.49h	1.0	0.82h
Trevo e pastagem natural	0.41h	0.26h	1.0	1.00
Alfafa, Forragem	0.82h	0.32h	1.0	1.00
Tabaco	0.82h	0.26h	1.0	0.65h
Orvalho	0.41h	0.02h	1.0	0.33h

Obs.: A equação dá a intercepção em mm para valores de precipitação em mm. O símbolo h refere-se a altura das plantas em m.

tação líquida do dia e de tal modo que a quantidade total de água interceptada nunca exceda CMINT. Na figura (3.4), ilustra-se através de um diagrama de blocos a sequência de cálculos que se realizam neste processo.

A água retida pela intercepção em um dado dia fica disponível para evapotranspirar-se no dia seguinte.

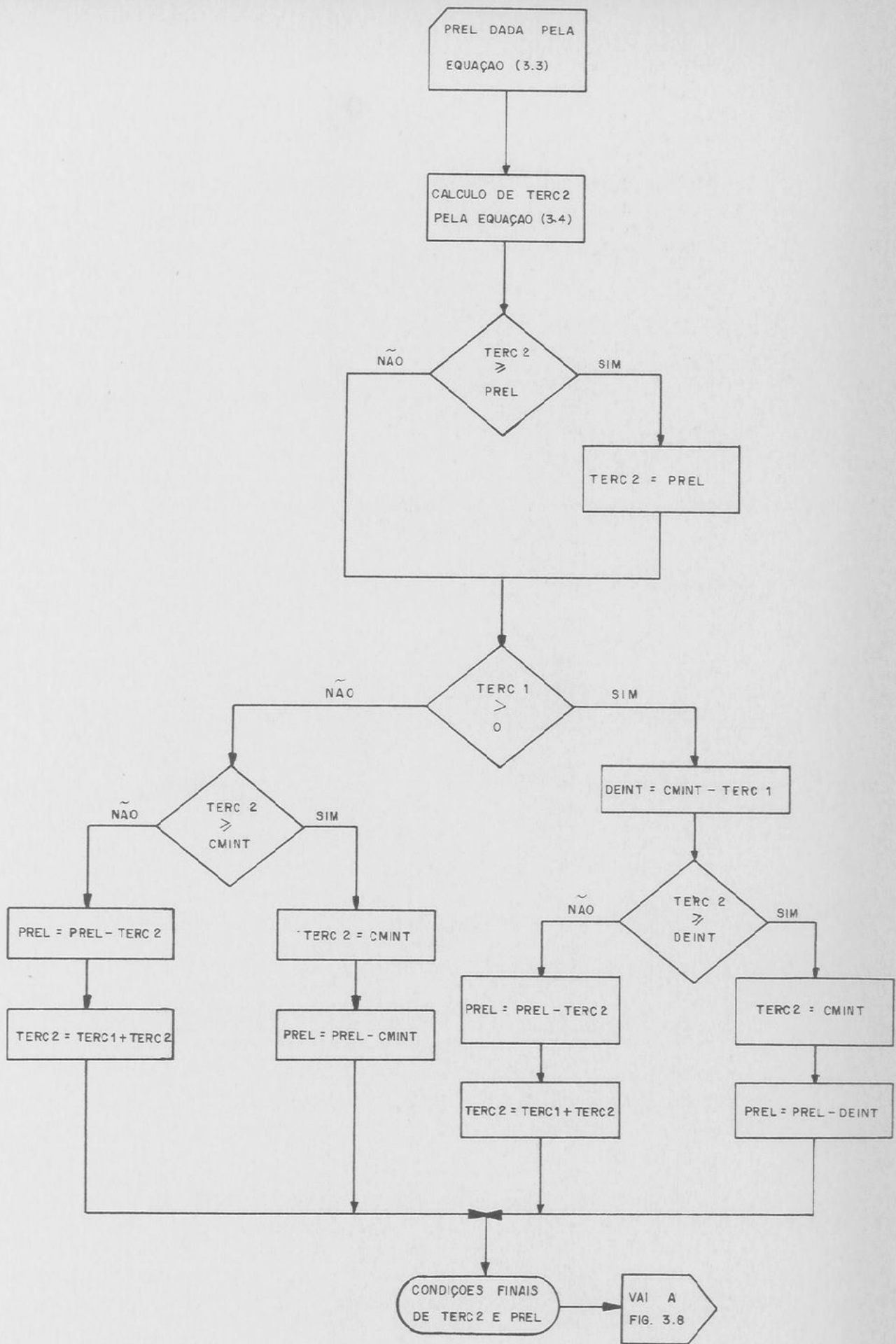


FIG. 3.4 - ESQUEMA DE CALCULO DA INTERCEPÇÃO

III.5.1.3 - Infiltração - o cálculo da capacidade de infiltração de um solo é muito dificultado pela sua variabilidade, tanto espacial pois depende das características do solo e, cobertura vegetal, como temporal, pois depende das características da chuva como a intensidade e duração. De um modo geral as fórmulas propostas para o cálculo da intensidade de infiltração, levam em consideração a intensidade e duração da chuva e o teor de umidade, exostente inicialmente no solo. Devido a grande variação destas características com o decorrer do tempo, encontra-se grande dificuldade para obter valores aceitáveis para a taxa de infiltração diária, quanto dispõe-se apenas dos totais de precipitação no dia.

Boughton citado por (17), trabalhou com taxas diárias de infiltração empregando a seguinte equação:

$$F = F_c + (F_o - F_c) e^{-KS} \quad (3.5)$$

onde:

F_c - taxa de infiltração em mm/dia quando o solo encontra-se inicialmente saturado.

F_o - taxa de infiltração em mm/dia quando a umidade inicial do solo é praticamente zero.

S - teor de umidade inicial do solo.

K - constante empírica.

Empregou-se esta equação no modelo, não obtendo-se bons resultados para as descargas sintetizadas. No modelo (17) em que baseou-se o presente, o autor da equa-

ção (3.5), introduziu algumas modificações, fazendo-a defender não só do estado de umidade do solo, como também, da precipitação que chega ao solo. A equação proposta foi:

$$F = F_o - (F_o - F_c e^{-\delta(HUMSA-HUMED)}) \quad (3.6)$$

sendo:

F - coeficiente que multiplica o valor da precipitação que chega ao solo dando como resultado a infiltração à primeira camada do solo.

F_o - coeficiente que multiplica a quantidade de água disponível para infiltrar-se dando como resultado a infiltração quando as camadas do solo estão secas.

F_c - coeficiente que multiplica a quantidade de água disponível para infiltrar-se, dando como resultado a infiltração quando as camadas do solo encontram-se inicialmente saturadas.

δ - coeficiente empírico.

HUMSA - capacidade de saturação de cada camada do solo.

HUMED - umidade média das camadas, que é calculada como:

$$HUMED = \frac{\sum_{I=1}^{NCAM} (HUM(I) + EXCE(I))}{NCAM} \quad (3.7)$$

onde:

HUM(I) - umidade contida na camada I, abaixo da capacidade de campo.

EXCE (I) - excesso de água contida na camada I (água acima da capacidade de campo).

NCAM - número total de camadas.

A figura (3,5) mostra um esquema da forma geral da curva dada pela equação (3.6).

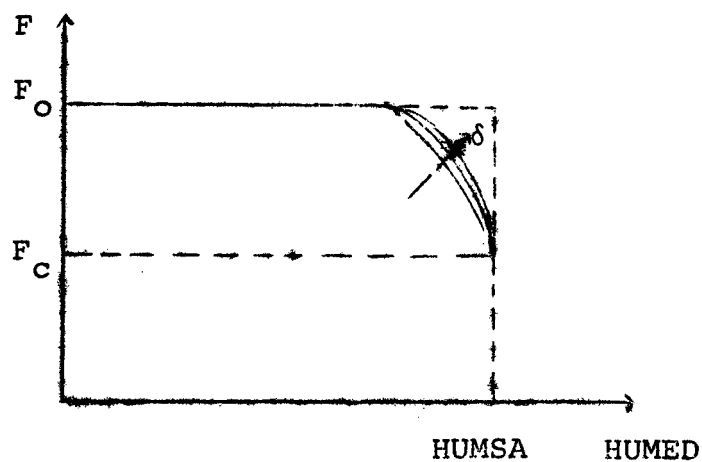


Fig. 3.5 - Forma geral da equação (3.6)

Nota-se pela figura acima que a equação (3.6) não apresenta variação nenhuma para os valores de F em um grande intervalo de variação dos valores de HUMED e naquele onde há, as variações são muito bruscas.

Para contornar esta situação, trabalhou-se com uma equação modificada para a seguinte forma:

$$F = F_0 - (F_0 - F_c) e^{-\delta \left(1 - \frac{\text{HUMED}}{\text{HUMSA}}\right)} \quad (3.8)$$

A figura (3.6) ilustra a nova forma geral da equação (3.8).

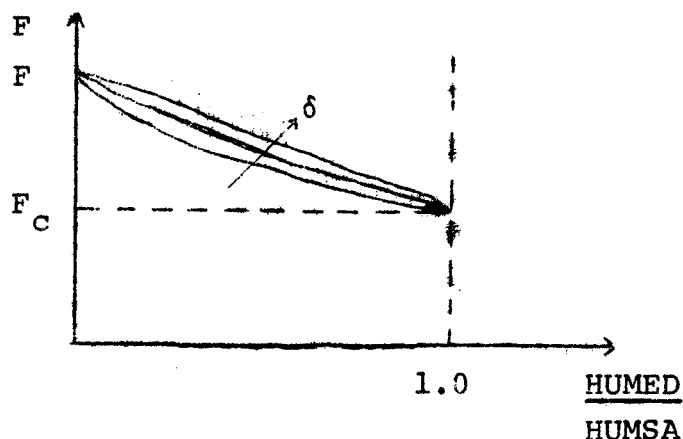


Figura. 3.6 - Forma geral da equação (3.8)

Pela figura acima, nota-se que há uma sensibilidade quase regular da equação (3.8) para as variações em todo o intervalo dos valores de HUMED.

Um esquema detalhado do mecanismo de cálculo será mostrado na figura (3.8).

Da precipitação que atinge o solo, após se ter considerado as perdas por evapotranspiração e interceptação, considera-se no modelo, que antes de infiltrar se, parte é retida nas depressões. Assim a infiltração direta da chuva será considerada no item (3.5.1.6.), recarga das camadas devido a infiltração.

III.5.1.4 - Armazenamento nas depressões - LINSLEY et alii (14) propõem a seguinte relação para calcular a quantidade de água armazenada nas depressões superficiais do terreno.

$$V_S = S_d (1 - e^{-KP} e) \quad (3.9)$$

onde:

V_s - volume de água armazenado nas depressões superficiais em um instante qualquer após o início da chuva.

S_d - capacidade máxima de armazenamento nas depressões da bacia.

K - uma constante

P_e - precipitação efetiva acumulada até o instante considerado.

Assumindo que o incremento inicial de chuva efetiva é completamente absorvido pelas depressões tem-se:

$$P_e = 0 \quad \frac{dV_s}{dP} = 1$$

Logo, derivando a equação (3.9) encontra-se que:

$$K = 1/S_d$$

Considerou-se no modelo uma capacidade máxima de armazenamento das depressões (RSUPM). O volume de água armazenado nas depressões ao final de um dia, devido a chuva efetiva é dado por:

$$RSUP_2 = RSUPM (1 - e^{-PREL/RSUPM}) \quad (3.10)$$

Levando-se a equação (3.11) a um gráfico ela toma o aspecto mostrado na figura (3.7).

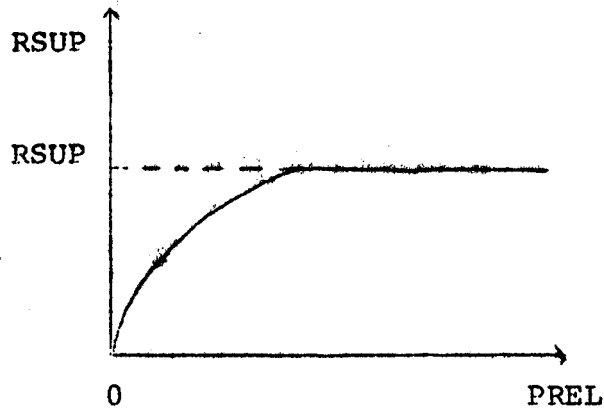


Figura 3.7 - Forma geral da equação (3.10)

Pela figura ve-se que quando:

$$\text{PREL} \rightarrow \infty, \text{RSUP} \rightarrow \text{RSUPM}$$

Do armazenamento inicial nas depressões (RSUP 1) que é o final do dia anterior e sempre que não seja nulo, uma parte infiltra-se somando-se aquela parte da precipitação que infiltra-se diretamente para constituir o total de água que entra na primeira camada do solo. A outra parte de RSUP 1, soma-se ao valor dado pela expressão (3.10) de modo que nunca se exceda a capacidade máxima de armazenamento RSUPM. Para determinar a infiltração desde RSUP 1, emprega-se o mesmo coeficiente F dado pela equação (3.8), assim:

$$\text{Infiltração desde RSUP 1} = F * \text{RSUP 1} \quad (3.11)$$

A figura (3.8) ilustra as diversas etapas do cálculo do armazenamento nas depressões. A precipitação remanescente deste processo fica disponível para escoar superficialmente.

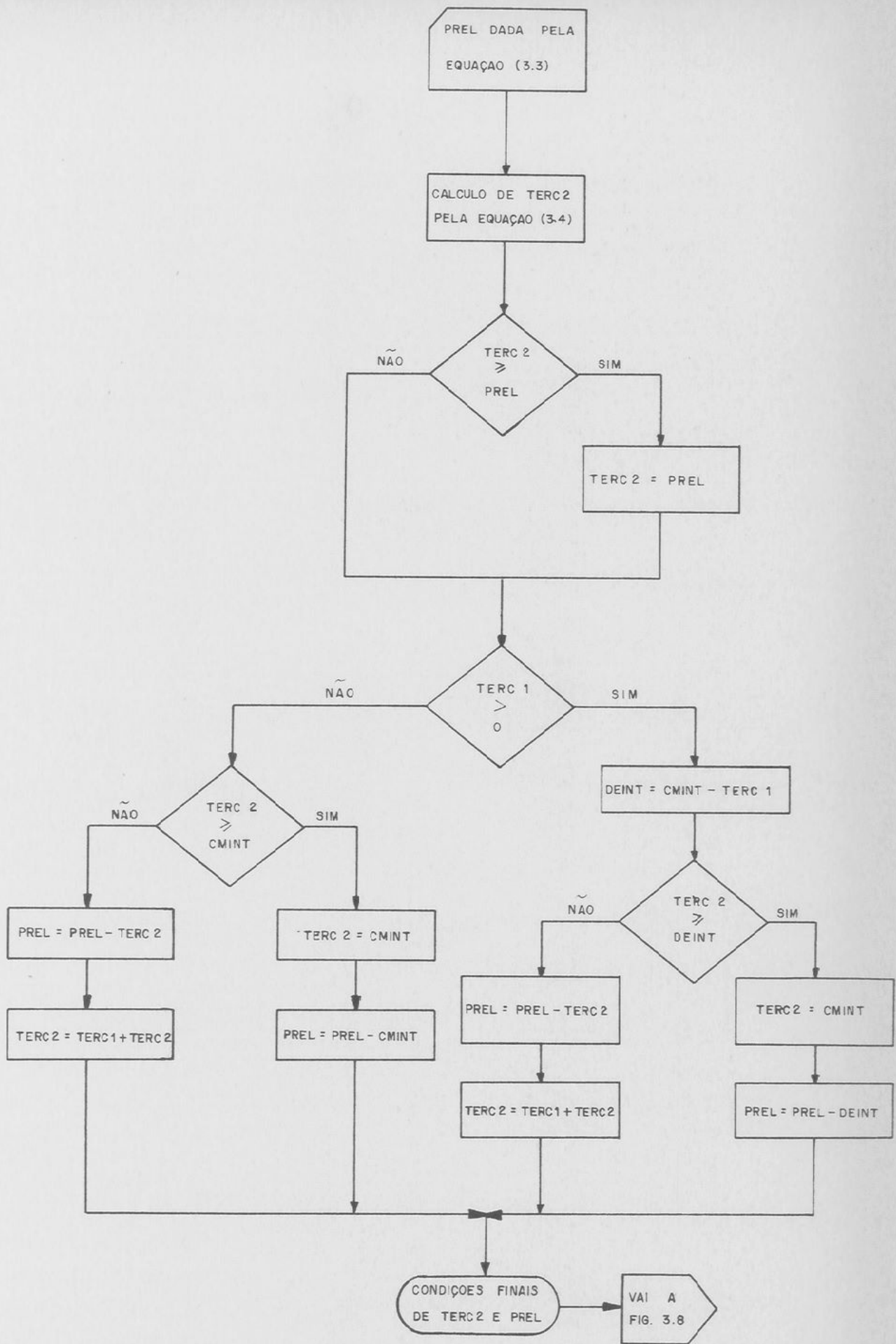


FIG. 3.4 - ESQUEMA DE CALCULO DA INTERCEPÇÃO

III.5.1.5 - Escoamento superficial - (QSUP) - equivale-se à chuva efetiva, ou seja, aquela parte da chuva que atingiu ao solo e que não se infiltrou e nem ficou retida nas depressões superficiais. Esta componente superficial de escoamento será propagada através do método de SSARR até atingir o leito do rio, processo a ser explicado no item III.5.4.

Na figura (3.8) mostrou-se o processo de obtenção de QSUP.

Os diagramas de blocos mostrados nas figuras (3.6 e 3.8) são representativos da subrotina RESUP, cuja listagem é apresentada em anexo.

III.5.1.6 - Processo de recarga das camadas devido à infiltração do dia.

A infiltração que aporta à primeira camada do solo (PINF), constitui-se na soma de parte da precipitação que atinge o solo (após considerar-se o processo de armazenamento nas depressões) mais parte do volume armazenado nas depressões no dia anterior. Assim:

$$PINF = (PREL + RSUP1) * F \quad (3.12)$$

Para a recarga das camadas devido a infiltração seguiu-se o seguinte esquema:

a) calcula-se a umidade disponível na primeira camada, segundo a expressão:

$$HUMDI (1) = HUM (1) + PINF \quad (3.13)$$

onde:

HUMDI (1) - umidade disponível na camada 1

HUM (1) - umidade inicial (abaixo da capacidade de campo) existente na camada 1.

PINF - quantidade de água que entra na camada 1.

b) Testa-se:

$HUMDI (1) > CAPCA$

b.1) se não for, o processo de recarga está terminado e $HUM (1) = HUMDI (1)$.

b.2) se for, calcula-se o total de água disponível na camada 1 (TOTDI (1)) como segue:

$TOTDI (1) = HUMDI (1) + EXCE (1) \quad (3.14)$

e

$HUM (1) = CAPCA$

c) testa-se:

$TOTDI (1) > CAPCA$

c.1) se não for, o processo de recarga está terminado e $EXCE (1) = TOTDI (1) - CAPCA$.

c.2) se for:

$EXCE (1) = HUMSA - CAPCA$

e o processo de recarga continua para as camadas inferiores seguindo o mesmo raciocínio mostrado até aqui.

Para o cálculo da umidade disponível em qualquer uma camada I (I = 2, NCAM), utiliza-se a seguinte relação.

$$\text{HUMDI (I)} = \text{TOTDI (I-1)} - \text{HUMSA} + \text{HUM (I)} \quad (3.15)$$

onde os diversos componentes têm o significado já mencionado anteriormente, referindo-se às camadas identificadas pelo subscrito I ou I-1.

Dependendo das condições de umidade nas camadas e da quantidade de água infiltrada à primeira camada o processo continuará ou não, até a última camada, se nesta for satisfeita a capacidade de saturação a água excedente se incorpora ao armazenamento subterrâneo (ou lençol freático).

A figura (3.9) apresenta o diagrama de blocos representativo deste processo.

III.5.1.7 - Escoamento subsuperficial ou hipodérmico (QSUB).

A caracterização de uma camada de solo através da capacidade de campo e da capacidade de saturação permite que se considere-a como constituída de dois reservatórios comunicantes. O primeiro tendo como capacidade máxima de armazenamento, uma altura correspondente à capacidade de campo (CAPCA), estando a água nele contida (água capilar) disponível apenas para evapotranspirar-se.

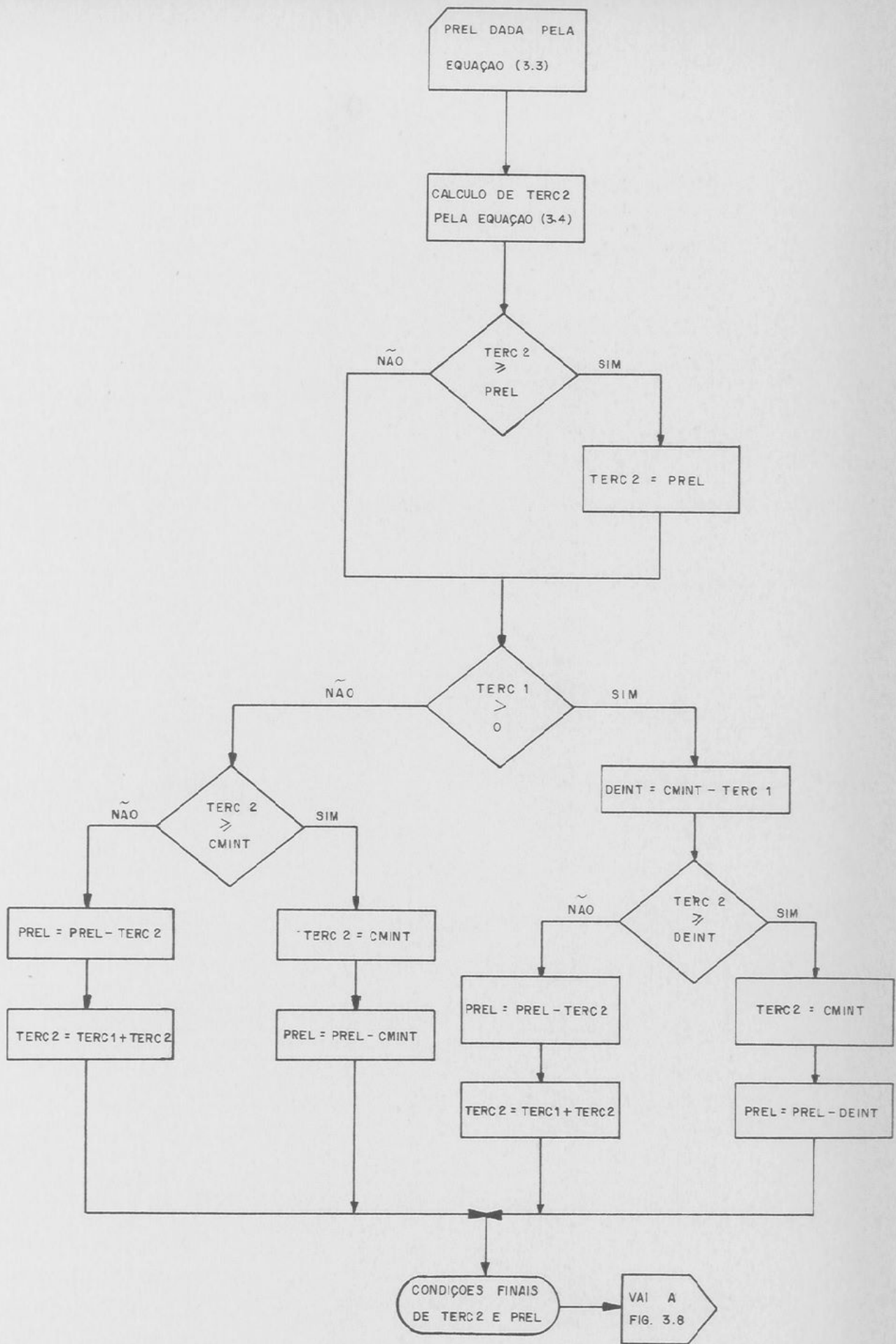


FIG. 3.4 - ESQUEMA DE CALCULO DA INTERCEPÇÃO

Quando o mesmo se encontrar com sua capacidade máxima de armazenamento satisfeita, toda a água que a ele aportar passará diretamente para o segundo reservatório. Este último apresenta uma capacidade de armazenamento igual ao volume de água existente entre a capacidade de campo e a capacidade de saturação (HUMSA-CAPCA). A água contida neste (água gravitacional) está disponível para evapotranspirar-se, para percolar-se para as camadas inferiores ou para contribuir para o escoamento subsuperficial

A figura (3.10) ilustra o esquema físico de uma camada do solo.

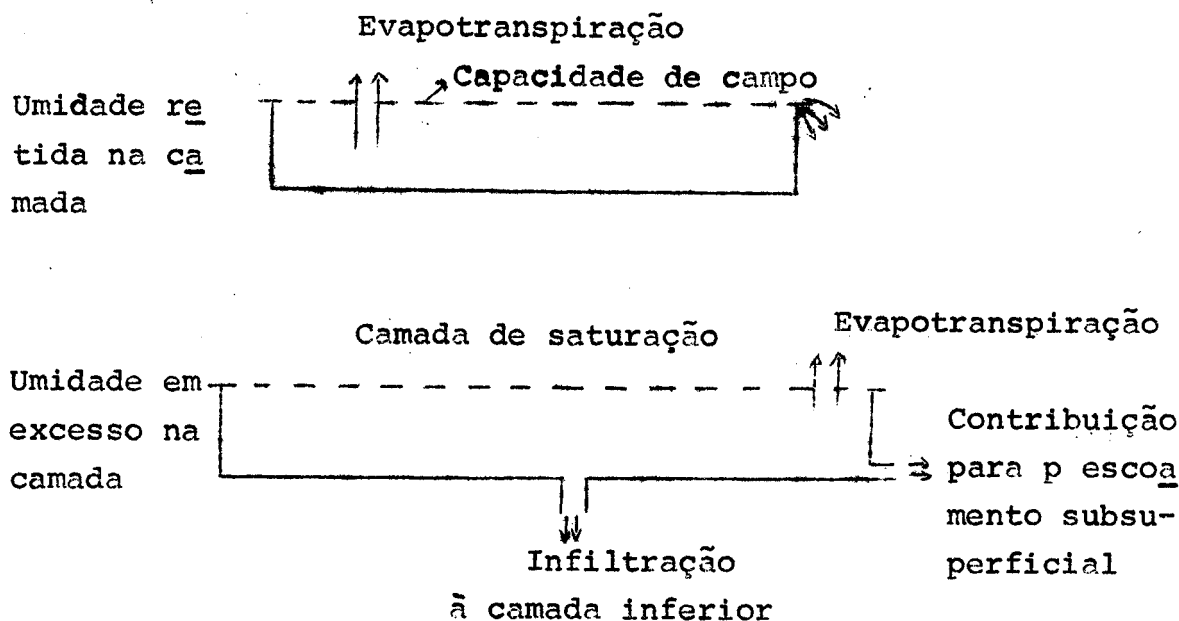


Figura 3.10 - Esquema

No modelo considera-se que o esvaziamento do segundo reservatório se dê de forma linear, tanto para contribuir para o escoamento subsuperficial, como para percolar, sendo que no último caso existe uma dependência das condições de umidade das camadas inferiores (será objeto de considerações no item seguinte). Assim, a quan-

tidade de água que contribuiu para o escoamento subsuperficial e proporcional à quantidade de água nele contida.

Para isto, estabeleceu-se um parâmetro $CK1$, igual para todas as camadas. Fazendo-se sua capacidade de armazenamento $HUMSA - CAPCA = EXCE$, o escoamento subsuperficial se obtém através de:

$$Q_{SUB} = \sum_{I=1}^{NCAM} CK1 * EXCE (I) \quad (3.16)$$

sendo:

Q_{SUB} - escoamento subsuperficial do dia.

$CK1$ - coeficiente que varia de 0 a 1.

$EXCE (I)$ - água contida no segundo reservatório da camada I (ou excesso de água da camada I).

Esta componente será propagada pelo método de SSARR como mostra-se no item III.5.4.

Simultaneamente ao cálculo de Q_{SUB} faz-se o reajuste nos valores do excesso de água em cada camada ($EXCE$), em função de sua contribuição para Q_{SUB} , ficando o restante da umidade em excesso, disponível para percolar através das camadas. A equação seguinte fornece o excesso da água remanescente deste processo.

$$EXCE (I) = EXCE (I) * (1 - CK1) \quad (3.17)$$

III.5.1.8 - Percolação - constitui-se no movimento do excesso de água nas camadas remanescente do processo anterior, para as camadas inferiores, e no caso da última, para o lençol freático. Este processo acarreta uma modificação

na quantidade de água em excesso nas camadas.

Para o cálculo da percolação a uma camada utiliza-se o coeficiente F dado pela equação (3.8), que multiplicará o excesso de água de cada camada (equação (3.16)). Para o cálculo da umidade média das camadas (HUMED), leva-se em consideração, somente as camadas inferiores àquela que se está considerando, como mostra-se a seguir:

$$\text{HUMED} = \frac{\sum_{I=1}^{\text{NCAM}} (\text{HUM}(I) + \text{EXCE}(I))}{\text{NCAM} + 1 - I} \quad (3.18)$$

A percolação à camada I (PERC(I)) desde a camada I-1, obtém-se por:

$$\text{PERC}(I) = \text{EXCE}(I-1) * F \quad (3.19)$$

A água que percola tende primeiro a satisfazer a capacidade de campo; se a satisfaz, tende a satisfazer a capacidade de saturação, se também a satisfizer, restará um excedente (SOBRA) que se soma à percolação da mesma camada, passando imediatamente para a inferior. A percolação desde a última camada para o lençol freático (PERCB), é calculada com o mesmo coeficiente F da camada anterior.

A figura (3.11) apresenta um diagrama de blocos que mostra a sequência de cálculos deste processo.

III.5.2 - Processos que ocorrem quando a precipitação média é menor que a evapotranspiração potencial do dia -nos dias em que não há ocorrência de chuva ou quando há e seu valor não é suficiente para satisfazer a evapotranspira-

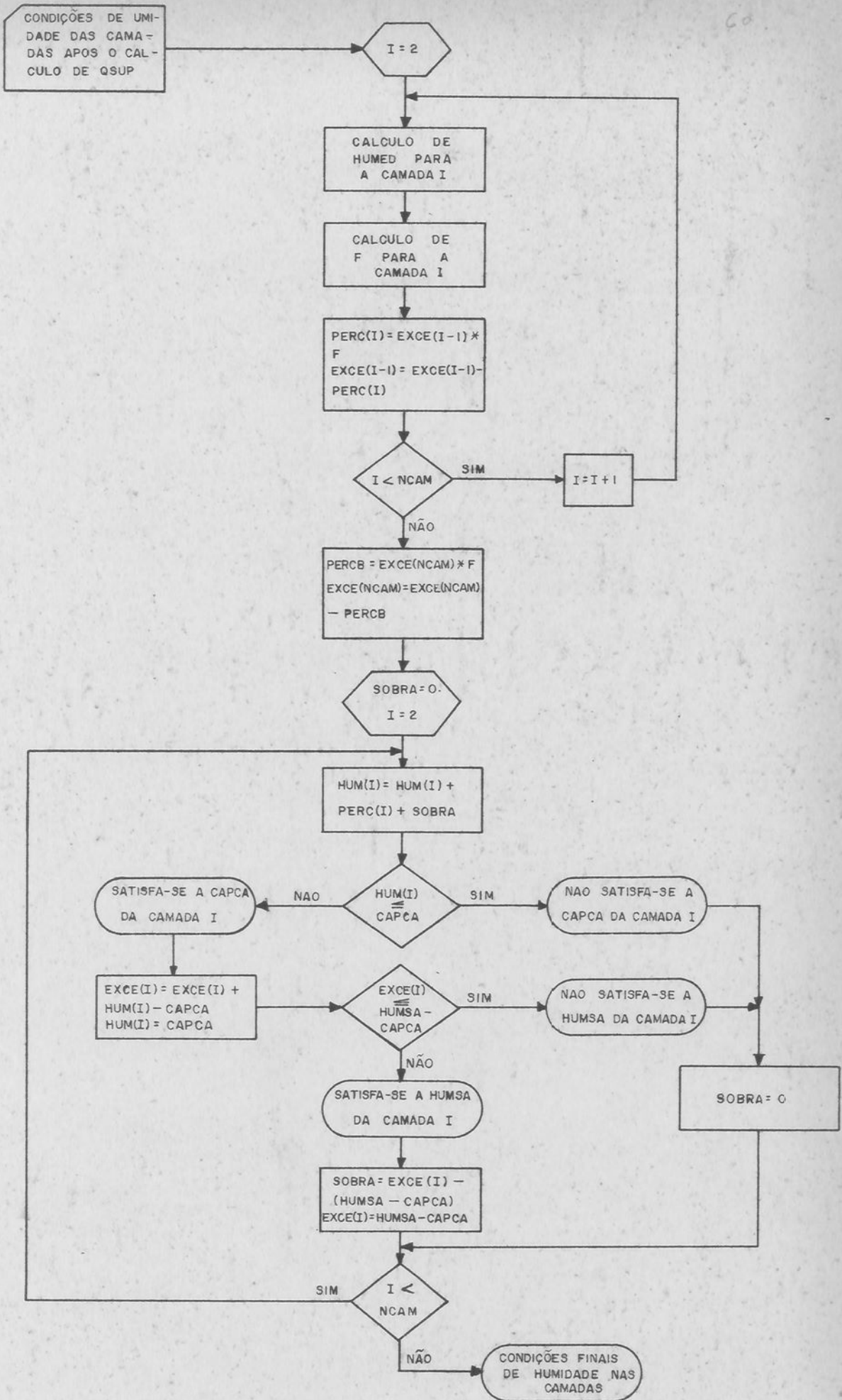


FIG. 3.II — ESQUEMA DE CALCULO DA PERCOLAÇÃO E BALANÇO HIDRICO NAS CAMADAS.

ção potencial do dia, pode-se tentar satisfazê-la dos seguintes modos:

a) através do volume de água interceptado e armazenado superficialmente nas depressões.

b) se o caso anterior não for suficiente, através da umidade do solo.

Estes dois casos serão explicados a seguir. Da evapotranspiração potencial do dia, retira-se o valor da precipitação do dia (PREM), podendo ser este último nulo.

$$EVTPD = EVTPD - PREM \quad (3.20)$$

III.5.2.1 - Evaporação desde os volumes de água, interceptado e armazenado superficialmente nas depressões - no modelo supõe-se que a evaporação desde os volumes de água interceptados e retidos superficialmente se dê sob forma potencial. Considera-se inicialmente o armazenamento superficial total (ASUPT) como a soma destas duas componentes ou seja:

$$ASUPT = TERC1 + RSUP1 \quad (3.21)$$

onde:

TERC1 - interceptação inicial no dia.

RSUP1 - armazenamento inicial do dia, nas depressões.

Se o valor da expressão (3.20) for maior que o valor da expressão (3.21), o armazenamento superfi-

cial total será todo evaporado, em consequência, as condições finais da interceptação (TERC2) e do armazenamento nas depressões (RSUP2) serão nulas e haverá necessidade de utilizar água armazenada no solo para satisfazer a evapotranspiração remanescente, e será objeto de considerações no item (III.5.2.2). Se o valor da expressão (3.20) for menor do que o da (3.21) a evapotranspiração potencial será satisfeita. Supõe-se que ocorre evaporação simultaneamente desde os volumes de interceptação e do armazenamento nas depressões, e para isto, dispõe-se de um parâmetro (EPSIL) e supõe-se ainda que; a demanda de evaporação do dia $EPSIL * EVTPD$ se dá desde o volume de interceptação e $(1-EPSIL) * EVTPD$ desde o armazenamento nas depressões. Assim, as condições finais de interceptação e armazenamento nas depressões serão respectivamente:

$$TERC2 = TERC1 - EPSIL * EVTPD \quad (3.22)$$

$$RSUP2 = RSUP1 - (1-EPSIL) * EVTPD \quad (3.23)$$

Estas duas equações são válidas sempre que se observe:

$$\begin{aligned} TERC2 &> 0 \\ RSUP2 &> 0 \end{aligned} \quad (3.24)$$

No caso em que a aplicação das equações (3.22) e (3.23) resulte $TERC2 < 0$, o valor da equação (3.23) se modificará para:

$$RSUP2 = RSUP2 + TERC2 \quad (3.25)$$

e

$$TERC2 = 0.$$

E se resultar o inverso, ou seja, $RSUP2 < 0$, o valor da equação (3.2) se modificará para:

$$\text{TERC2} = \text{TERC2} + \text{RSUP2}$$

e

$$\text{RSUP2} = 0$$

Uma vez satisfeita a demanda da evapotranspiração, calcula-se a infiltração desde o armazenamento nas depressões, se este for maior que zero. Para isto, procede-se de igual modo como mencionado nos pontos III.5.1.3 e III.5.1.4., calculando-se HUMED segundo a expressão (3.7) e F segundo a expressão (3.8), e a quantidade de água que penetra na primeira camada do solo é calculada por:

$$\text{PINF} = \text{RSUP2} * F \quad (3.27)$$

Neste caso não há escoamento superficial, (QSUP). O esquema de cálculos do modelo prossegue com os processos de escoamento subsuperficial (item III.5.1.7), percolação (item III.5.1.8) e a recarga das camadas (item III.5.1.6), tomando como infiltração a primeira camada, o resultado da expressão (3.27). Este processo de cálculo, (item III.5.2.1) é realizado pela subrotina DESUP cuja listagem apresenta-se em anexo.

III.5.2.2 - Evapotranspiração desde as camadas do solo.

Quando o armazenamento superficial total (ASUPT), não é suficiente para satisfazer a demanda da evapotranspiração potencial do dia, haverá evaporação da água contida nas camadas do solo. Neste caso EVTPD dada pela equação (3.20) se modifica para:

$$\text{EVTRD} = \text{EVTPD} - \text{ASUPT} \quad (3.28)$$

A evaporação desde as camadas do solo se faz de tal forma que em primeiro lugar se evapora o excesso de água da primeira camada (EXCE(1)), depois a umidade retida na mesma camada (HUM(1)), depois passa-se para a segunda, obedecendo-se este critério, e assim sucessivamente até a última camada. Supõe-se que a demanda de água desde a primeira camada se dê à taxa potencial para as demais camadas, a demanda já não é satisfeita integralmente, havendo uma diminuição à medida que se necessita consumir água de camadas mais profundas. Para isto, estabeleceu-se um parâmetro (C) menor que 1, que afeta o mecanismo da evaporação, como se verá a seguir:

A umidade disponível na primeira camada do solo (HUMDI(1)), obtém-se por:

$$\text{HUMDI}(1) = \text{EXCE}(1) - \text{EVTRD} \quad (3.29)$$

onde:

EXCE(1) - é o excesso de água na camada 1

EVTRD - é o valor dado pela expressão (3.28).

Caso o resultado da equação (3.29) seja positivo, a demanda de evapotranspiração é satisfeita e neste caso, a evapotranspiração real é igual à potencial e $\text{EXCE}(1) = \text{HUMDI}(1)$. No caso em que a expressão (3.29) resultar em um valor negativo, supõe-se que todo o EXCE(1) foi evaporado $\text{EXCE}(1) = 0$, e calcula-se o total de água disponível na primeira camada (TOTDI(1)) como:

$$\text{TOTDI}(1) = \text{HUMDI}(1) + \text{HUM}(1) \quad (3.30)$$

sendo:

HUM(1), umidade retida no solo abaixo da capacidade de campo.

Se o resultado da expressão (3.30) for positivo, satisfaz-se a demanda da evapotranspiração sendo a evapotranspiração real igual a potencial. As condições de umidade na primeira camada serão: $EXCE(1) = 0$, e $HUM(1) = TOTDI(1)$. Caso a expressão (3.30) resulte em valor negativo, considera-se que toda a umidade contida na primeira camada foi evaporada e as condições de umidade na mesma serão: $EXCE(1) = 0$, e $HUM(1) = 0$, nestas condições haverá necessidade de consumir água das camadas inferiores do solo, e supõe-se que o consumo já não se dê a taxa potencial. A umidade disponível em qualquer camada inferior à primeira, calcula-se por:

$$HUMDI(I) = EXCE(I) + (T - EVTRD) * C^{(I-1)} \quad (3.31)$$

sendo que:

$$T = \sum_{I=2}^I EXCE(I-1) + HUM(I-1) \quad (3.32)$$

EVTRD - é o valor dado pela expressão (3.28).

I - é o número da camada do solo considerada.

C - parâmetro empírico ($0 < C < 1$).

A expressão (3.31) equivale a diminuir a demanda evaporativa do dia, já que C é menor que 1. Além disto, como C está afetado do expoente I-1, a medida que se requer água das camadas mais profundas menor será a demanda evaporativa e em consequência, menor será a evapotranspiração real, calculada pelo modelo. Se a expressão, (3.31) der um resultado positivo, a demanda evaporativa foi satisfeita e o valor do excesso de água da camada I será $EXCE(I) = HUMDI(I)$, caso a expressão (3.31) resulte em um valor negativo supõe-se que todo o excesso de água

da camada I, será $(EXCE(I) = 0)$, e calcula-se o total de água disponível na camada I como:

$$TOTDI(I) = HUMDI(I) + HUM(I) \quad (3.33)$$

Se $TOTDI(I)$ for positivo, a demanda evaporativa é satisfeita e a condição final de umidade retida na camada será $HUM(I) = TOTDI(I)$. Caso $TOTDI(I)$ seja negativo não satisfaz-se a demanda evaporativa e toda a umidade da camada I é evaporada, e o processo continua para a camada imediatamente inferior, nestas condições $EXCE(I) = 0$ e $HUM(I) = 0$.

O processo continua até que a aplicação da expressão (3.31) ou da (3.33) resulte num valor positivo. Se, por acaso, alcança-se a última camada do solo, e não satisfaz-se a demanda evaporativa, significa que toda a umidade retida (HUM) e o excesso ($EXCE$) de água do solo, são nulos, não considera-se evaporação desde o lençol freático.

A figura (3.12) ilustra através de um diagrama, o processo de evaporação desde as camadas do solo. Após o término deste processo, obtém-se as condições de umidade e excesso de água nas camadas com as quais se calculará o escoamento subsuperficial e o processo de percolação, tal como mostrado nos itens III.5.1.7 e III.5.1.8 respectivamente.

III.5.3 - Escoamento de base.

Constitui-se na contribuição do lençol freático para o escoamento do rio.

SING e STALL (31) citam a Barnes (1939) que estudando a recessão do hidrograma do escoamento, no

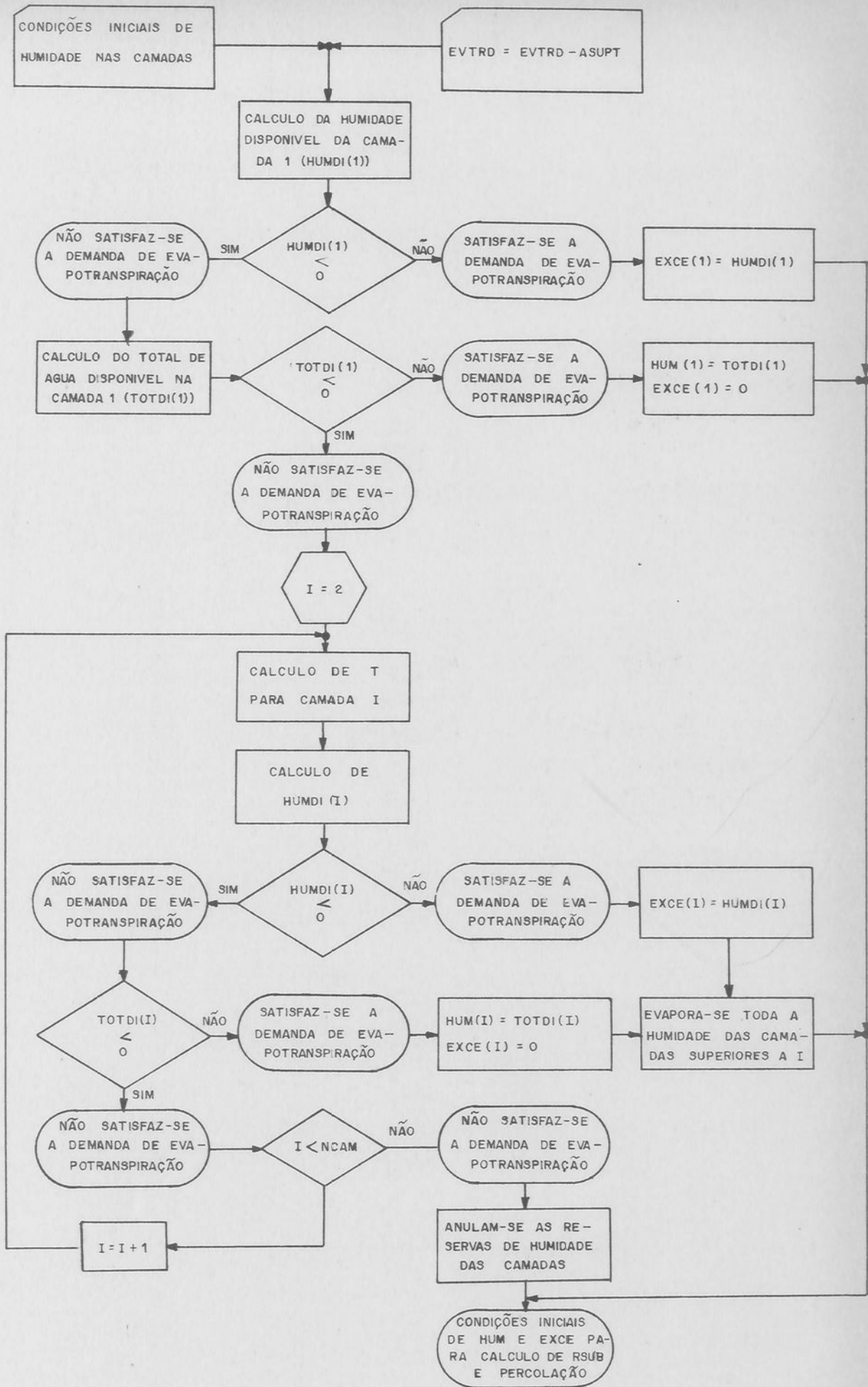


FIG. 3.12 — PROCESSO DE EVAPORAÇÃO DESDE AS CAMADAS DO SOLO.

vale do Alto Mississipi, concluíram que a mesma poderia ser representada aproximadamente para todos os três tipos de escoamento (superficial, subsuperficial e de base) por:

$$Q_t = Q_0 * K^t \quad (3.34)$$

onde:

Q_0 - é o escoamento verificado em determinado tempo.

Q_t - é o escoamento para t unidades de tempo mais tarde (a unidade de tempo t é usualmente tomada como um dia).

K - é a constante de recessão ou a razão entre Q e Q_0 , sendo Q observado uma unidade de tempo após Q_0 .

A constante de recessão K é sempre menor que um.

Como um meio mais prático, K pode ser determinado mais realísticamente, pela plotagem em um papel semi-logarítmico de $Q * t$ com o tempo em dias, na escala normal e a descarga diária na escala logarítmica. Os pontos assim obtidos, geralmente dispõem-se de tal modo, que quase sempre pode-se traçar uma linha reta pelos mesmos, a declividade desta reta será o valor de K . Em alguns casos, o traçado de trechos de reta se enquadra melhor. Nestas condições, em cada um destes trechos retos tem-se um valor para K .

O grande problema do uso da equação (3.34) é estimar-se a contribuição do lençol freático, quando há ocorrência de chuvas e conseqüente aporte de água ao mesmo. Não se tem um método definido para o estabelecimento

da curva de ascensão do hidrograma de base, e nem para sua descarga máxima. A seguir explica-se o esquema adotado no presente trabalho.

Nos períodos em que não há chuvas, ou quando há, porém as mesmas não são capazes de provocar entrada de água, ao lençol freático, utiliza-se a equação (3.34), partindo-se de um Q_0 conhecido (daqui para frente substituir-se-á t por ND na equação (3.34) e demais correlatas). A determinação da constante de recessão K foi feita utilizando-se as descargas observadas num período de seca, pela plotagem em papel semi-logarítmico.

No primeiro dia em que houver aporte de água (percolação) do lençol freático ($PERCB > 0$), calcula-se um novo valor para Q_0 como:

$$Q_0 = Q_0 * K ** (ND-1) \quad (3.35)$$

onde:

ND - corresponde ao número de dias ocorridos, desde a observação de Q_0 até o dia em que houve a percolação ao lençol freático.

Observando-se a equação (3.35) verifica-se que o novo valor de Q_0 corresponde ao valor da descarga de base do dia anterior ($Q_{BASE} (ND-1)$).

Como houve entrada de água no lençol freático supõe-se que a descarga de base irá aumentar. Para atender a esta condição, faz-se ND igual a 1, e calcula-se a descarga de base do dia como:

$$Q_{BASE} = Q_0 * K1 ** (-ND) \quad (3.36)$$

onde:

Q_0 - é o valor dado pela equação (3.35)

K_1 - constante de elevação do ramo ascendente do hidrograma de base.

Nota-se na equação (3.36) que o expoente a agora é negativo. A taxa de elevação dos valores da descarga de base, dependerão do valor de K_1 . O mesmo deverá ser um pouco menor do que o valor de K para permitir que o ramo ascendente do hidrograma de base tenha uma declividade maior do que o ramo descendente ou de depleção. Assim sendo, haverá uma recuperação mais rápida dos valores de Q_{BASE} e conseqüente de Q_0 como será visto nas explicações seguintes.

Nos dias em que houver percolação ao lençol freático, o escoamento de base é calculado pela expressão (3.36) apenas alterando-se o valor de ND que será sempre acrescido de uma unidade. No primeiro dia em que deixou de haver percolação ao lençol freático calcula-se um novo Q_0 , como a seguir.

$$Q_0 = Q_0 * K_1 ** (1-ND) \quad (3.37)$$

que será portanto igual ao valor de Q_{BASE} do dia anterior que é a descarga máxima de base para o período em questão. A partir deste dia então a descarga de base irá entrar no ramo de recessão. Faz-se $ND=1$ e calcula-se Q_{BASE} através da equação (3.34) utilizando-se a constante de recessão K . Enquanto não houver novo aporte de água ao lençol freático, utiliza-se a equação (3.34) apenas acrescentando uma unidade ao valor de ND , dia a dia. Quando houver novo aporte de água ao lençol freático, procede-se como explicado anteriormente.

No esquema proposto, para possibilitar saber-se quando os cálculos devem ser feitos utilizando-se a equação (3.34) (portanto no ramo de recessão) ou a equação (3.36) (portanto no ramo ascendente), ou ainda, quando há necessidade do cálculo de um novo valor para Q_0 (portanto, mudança de um ramo para outro), introduziu-se uma variável auxiliar PERAN (percolação do dia anterior) que ao final de todos os dias, tem seu valor modificado para o valor da percolação do dia (PERCB).

Para evitar a entrada de pequena quantidade de água no lençol freático, provocasse a mudança no valor de Q_0 ou implicasse na permanência por um período mais prolongado no ramo ascendente do hidrograma da descarga de base, estabeleceu-se um valor mínimo para a percolação que aporta ao lençol freático (PERMI). Para facilidade de expressão chamar-se-á de percolação efetiva aquela cujo valor é superior a PERMI. A sequência dos cálculos em um dia qualquer baseia-se nas seguintes condições:

a) Se $(PERAN - PERMI < 0)$ e $(PERCB - PERMI < 0)$ portanto não houve percolação efetiva nem no dia em consideração nem no dia anterior a ele. O escoamento de base encontra-se na fase de recessão.

Para o cálculo de QBASE emprega-se a equação (3.34), com ND igual ao número de dias decorridos desde que se observou Q_0 .

b) se $(PERAN - PERMI < 0)$ mas $(PERCB - PERMI > 0)$, portanto houve percolação efetiva no dia e não houve no dia anterior. Nestas condições, está passando-se da fase de recessão para a de ascensão (calcula-se um novo Q_0 através da equação (3.35) e QBASE é dado pela equação (3.36) com $ND = 1$. O escoamento de base teve seu

valor mínimo no dia anterior, para o período em questão.

c) se $(PERAN - PERMI > 0)$ e $(PERCB - PERMI > 0)$, portanto houve percolação efetiva tanto no dia como no anterior a ele. Continua-se na fase de ascensão do hidrograma e QBASE é dado pela equação (3.36) ND igual ao número de dias decorridos desde a mudança de Q_0

d) se $(PERAN - PERMI > 0)$ mas $(PERCB - PERMI < 0)$, portanto não houve percolação efetiva no dia, mas houve no dia anterior. Nestas condições está passando-se da fase ascendente para a recessiva. O escoamento de base teve seu valor máximo no dia anterior para o período em questão. Calcula-se um novo valor para Q_0 segundo a equação (3.37) e QBASE é dado pela equação (3.34), com ND = 1.

Pela explicação acima, ve-se que o Q_0 utilizado para os cálculos de QBASE no ramo ascendente do hidrograma, é igual ao QBASE mínimo do ramo de recessão que o antecedeu. E o Q_0 utilizado no cálculo de QBASE na fase de recessão é o QBASE máximo da fase ascendente que a precedeu.

Para permitir que ao final de cada ano se faça um balanço hídrico, faz-se diariamente uma modificação no valor da altura do lençol freático em função da descarga de base que constitui-se numa saída, e da percolação que constitui-se numa entrada. Para isto, há necessidade de transformar a descarga de base que é dada em m^3/s em mm o que é conseguido através de um coeficiente (COEF) calculado do seguinte modo:

$$COEFC = AREA * 10^{-3} / 85400 \quad (3.33)$$

onde:

AREA - área da bacia hidrográfica em m^2 .

86400 - número de segundos de um dia.

O fator 10^{-3} corresponde à transformação de milímetro em metro. Portanto a **dimensão do coeficiente** é m^3/s , e corresponde ao volume a ser escoado por segundo, durante todas as 24 horas do dia, para esvaziar um reservatório de capacidade igual a $1 \text{ mm} * \text{AREA}$ da bacia em m^2 .

O balanço de umidade no dia, será:

$$H_o = H_o - Q_{BASE} * 1/COEF + PERCB \quad (3.39)$$

A figura (3.13) mostra um diagrama de blocos representativos da subrotina XBASE que efetua os cálculos deste processo. Em virtude do processo de obtenção desta componente a mesma não será propagada, como as demais pelo método de SSARR.

III.5.4 - Obtenção das componentes superficial e subsuperficial do fluxo.

Nos itens III.5.1.5 e III.5.1.7 obteve-se estas componentes em mm, e suas transformações em descarga faz-se através do coeficiente (COEF) dado pela equação (3.37). Assim:

$$\begin{cases} Q_{SUP} = R_{SUP} * COEF \\ Q_{SUB} = Q_{SUB} * COEF \end{cases} \quad (3.40)$$

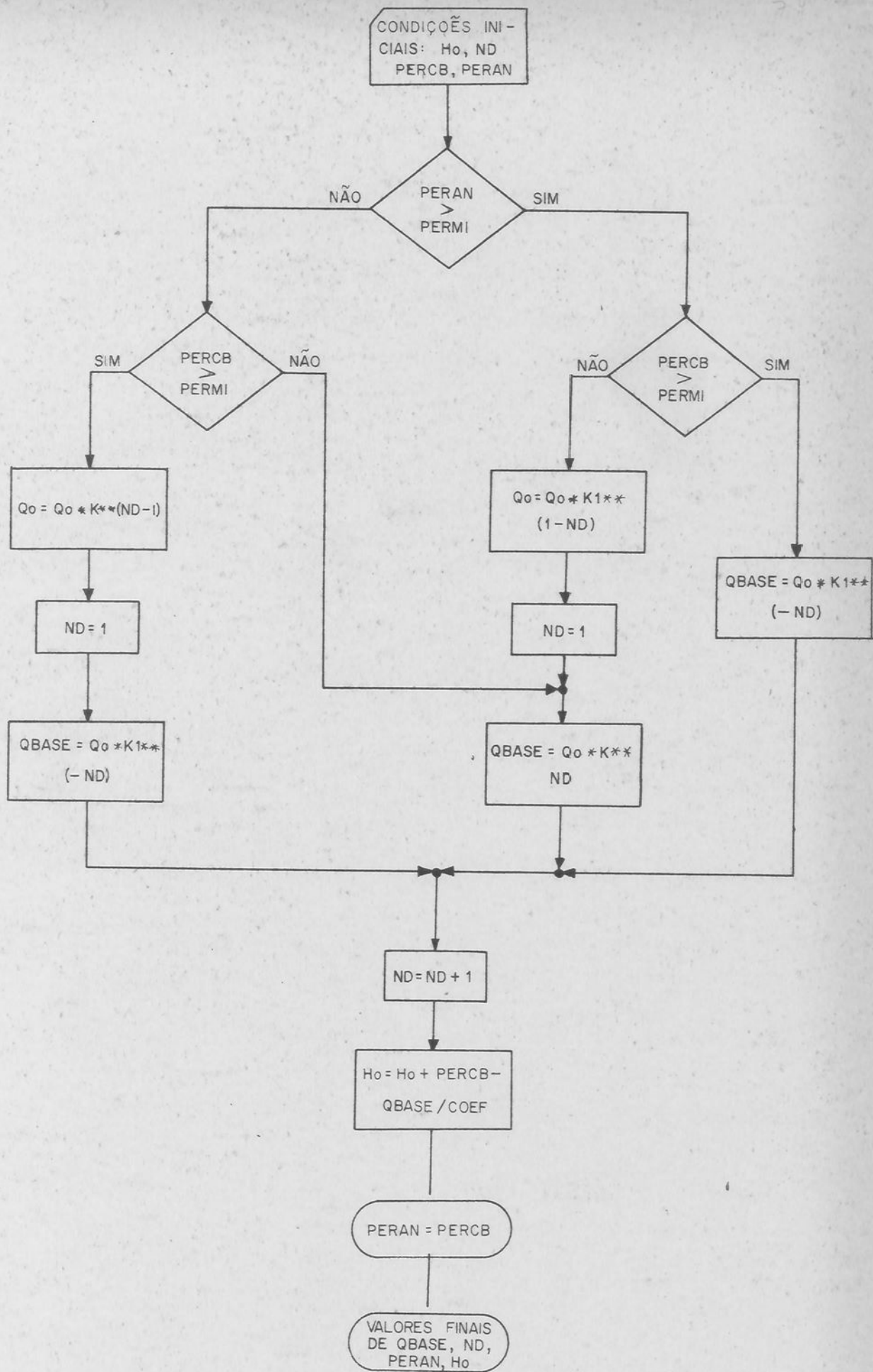


FIG. 3.13 — ESQUEMA DE CÁLCULO DO ESCOAMENTO DE BASE (QBASE).

Estas componentes serão propagadas através de um mecanismo a ser explicado no item seguinte e que constitui-se numa simplificação do modelo SSARR.

III.5.5 - Propagação das componentes superficial e subsuperficial do fluxo.

Para propagação das unidades de escoamento, considerou-se a bacia de drenagem como constituída de n reservatórios lineares e idênticos, dispostos em série como proposto por Nash citado por CHOW (4) que define um reservatório linear como um reservatório fictício no qual o armazenamento S é diretamente proporcional a descarga de saída O , ou seja:

$$S = K * O \quad (3.41)$$

onde K é uma constante do reservatório chamada de coeficiente de armazenamento (tem dimensão de tempo).

A figura (3.14) ilustra o efeito do número n de reservatórios sobre a forma do hidrograma resultante.

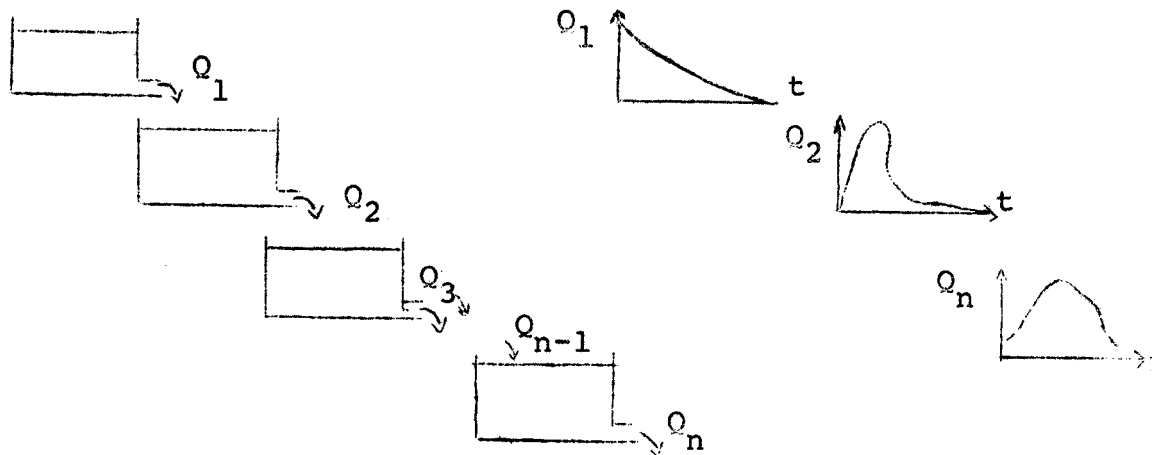
Além da equação do esvaziamento do reservatório necessita-se também da equação da continuidade para expressar a variação do armazenamento no reservatório, em um intervalo de tempo em função das descargas de entrada I e de saída O , e que toma a seguinte forma:

$$\frac{I_1 + I_2}{2} - \frac{O_1 + O_2}{2} = \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (3.42)$$

onde os subscritos 1 e 2 referem-se aos valores das des-

cargas ao início e ao fim do intervalo de tempo Δt .

ΔS - variação do armazenamento no intervalo de tempo.



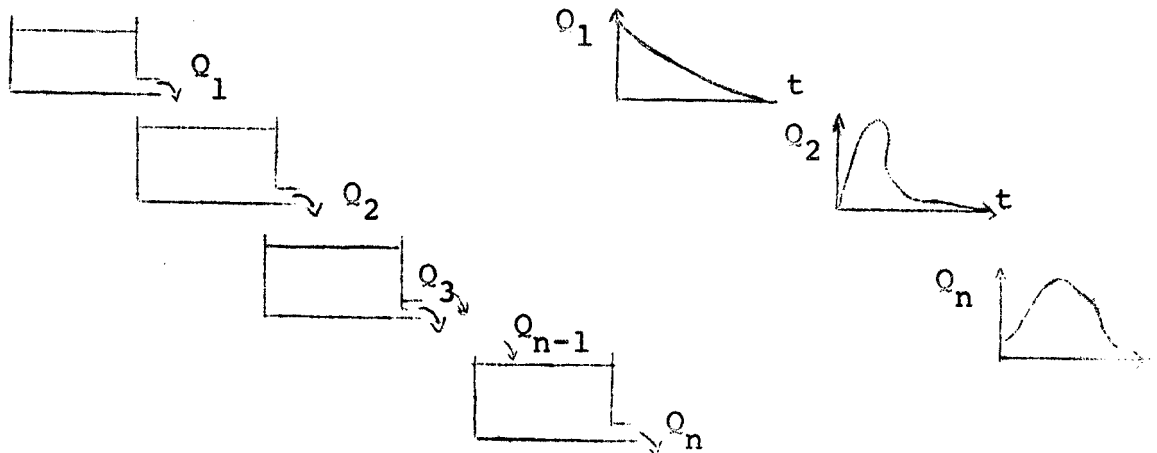
A figura 3.15, ilustra o efeito do armazenamento no reservatório sobre os valores das descargas de saída, em função da descarga de entrada. A equação (3.42) pode ser reescrita da seguinte forma:

$$I_m - \frac{O_1 + O_2}{2} = \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (3.43)$$

O coeficiente do armazenamento K da equação (3.41), também denominado de T_s , é uma função decrescente da descarga de saída O . Portanto a equação (3.40) pode ser reescrita como:

cargas ao início e ao fim do intervalo de tempo Δt .

ΔS - variação do armazenamento no intervalo de tempo.



A figura 3.15, ilustra o efeito do armazenamento no reservatório sobre os valores das descargas de saída, em função da descarga de entrada. A equação (3.42) pode ser reescrita da seguinte forma:

$$I_m - \frac{O_1 + O_2}{2} = \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (3.43)$$

O coeficiente de armazenamento K da equação (3.41), também denominado de T_s , é uma função decrescente da descarga de saída O . Portanto a equação (3.40) pode ser reescrita como:

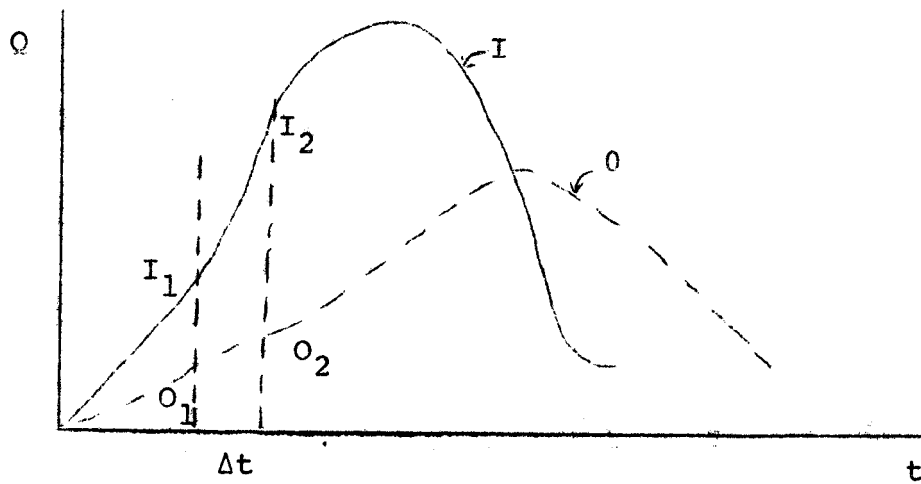


Figura 3.15.

$$S = T_s (0) * 0 \tag{3.44}$$

derivando a equação (3.44) em relação à t encontra-se:

$$\frac{dS}{dt} = T_s \frac{d0}{dt} + 0 \frac{dT_s}{dt}$$

$$\frac{dS}{dt} = T_s \frac{d0}{dt} + 0 \frac{dT_s}{d0} \cdot \frac{d0}{dt}$$

CHOW (4) na definição de reservatório linear considera T_s como uma constante. ANDERSON (1) também afirma que para os fins que se propoem através do uso do esquema do modelo SSARR, T_s pode ser considerado como uma constante.

daí resulta:

$$\frac{dS}{dt} = T_s \frac{d0}{dt}$$

expressando-se em diferenças finitas obtemos:

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = T_s \frac{\Delta O}{\Delta t} \quad (3.45)$$

substituindo-se a equação (3.42) na (3.45) encontra-se

$$I_m - \frac{O_1 + O_2}{2} = T_s \frac{\Delta O}{\Delta t}$$

$$I_m * \Delta t - \frac{\Delta t}{2} * O_1 - \frac{\Delta t}{2} * O_2 = T_s O_2 - T_s O_1 \quad (\Delta O = O_2 - O_1)$$

$$O_2 \left(T_s + \frac{\Delta t}{2} \right) = O_1 \left(T_s - \frac{\Delta t}{2} \right) + I_m \Delta t$$

$$O_2 = O_1 + (I_m - O_1) * \frac{\Delta t}{T_s + \Delta t/2} \quad (3.46)$$

que será a equação para o cálculo da descarga de saída O_2 , ao final de cada intervalo de tempo (no presente caso, ao final de cada dia).

Para efetuar estes cálculos, utilizou-se a subrotina QSARR, que é chamada uma vez por dia, e que necessita das seguintes variáveis e parâmetros:

N - número de reservatórios

TT- tempo total de armazenamento dos N reservatórios, em horas.

ΔT - incremento de tempo em horas (no caso 24 horas).

$Q(I)$ - arranjo que contém ao final do período ΔT , as descargas de saída de cada reservatório.

E - variável que contém ao início a descarga de entrada do primeiro reservatório e ao final a descarga de saída do último reservatório.

T_s é calculado do seguinte modo:

$$T_s = TT/N \quad (3.47)$$

Como a expressão $\Delta t / (T_s + \Delta t/2)$ é uma constante, fez-se seu valor igual a um coeficiente COEFI, para que não fosse preciso calculá-la todos os dias.

A figura (3.16) ilustra o mecanismo de cálculo das descargas de saída de cada reservatório.

Reservatório t	1	2	3		N	
0	$Q_1(0)$	$Q_2(0)$	$Q_3(0)$		$Q_n(0)$	$Q_{n+1}(0)$
1	$E_1(1)$	$E_2(1)$				$E_{n+1}(1)$
2						
3						

Figura 3.16 - Esquema de propagação da subrotina QSARR

Para começar a propagação tem que se conhecer as condições iniciais, o que implica em saber-se todas as descargas da primeira linha (tempo zero ou inicial). Assim, considera-se inicialmente que todas as descargas

da primeira linha são nulas. Os valores da primeira coluna, condições limites, são sempre conhecidos; constituem-se nas entradas ao início e ao fim de cada período de propagação (no caso 1 dia) para o primeiro reservatório. Como trata-se de uma propagação em reservatórios dispostos em série, a descarga de saída de um reservatório será a descarga de entrada do reservatório seguinte.

Na figura (3.16) temos:

$Q_1(0)$ - descarga de entrada no reservatório 1 no início do período ($t = 0$).

$Q_2(0)$ - descarga de saída do reservatório 1 ao início do período ($t = 0$), e será a descarga de entrada para o reservatório 2 no mesmo instante.

$E_1(1)$ - descarga de entrada no reservatório 1 ao final do período ($t = 1$).

$E_2(1)$ - descarga de saída do reservatório 1 ao final do período ($t = 1$) e que será calculada como:

$$E_2(1) = Q_2(0) + \frac{Q_1(0) + E_1(1)}{2} - Q_2(0) * \text{COEF1}$$

Este valor encontrado será a descarga de entrada para o reservatório 2 ao final do período ($t = 1$).

Este procedimento continua até calcular-se $E(n+1)(1)$ que é a descarga de saída do enésimo reservatório e constitui-se na descarga que passará pela seção de controle da bacia hidrográfica. Os valores finais das descargas dos reservatórios na segunda linha ($t = 1$), serão os valores iniciais para o período seguinte ($t = 2$).

No modelo fez-se a propagação das componentes superficial e subsuperficial em separado. Assim, definiu-se os seguintes parâmetros:

NS - número de reservatórios para a componente superficial.

NSS - idem para componente subsuperficial

TTS - tempo total de armazenamento dos NS reservatórios.

TTSS - idem dos NSS reservatórios.

O que resultará na existência de dois valores para Ts calculados segundo a expressão (3.47).

III.6 - Descarga total do dia (QCALC)

É obtida pela composição linear das três componentes de fluxo.

$$QCALC = QSUP + QSUB + QBASE \quad (3.48)$$

CAPÍTULO IV

CARACTERÍSTICAS DA BACIA HIDROGRÁFICA

IV.1 - Situação Geográfica

A área em estudo, é parte da bacia do rio Sapucaí. Situa-se no suldeste do estado de Minas Gerais, abrangendo uma pequena área do nordeste do estado de São Paulo. Está compreendida entre as seguintes coordenadas:

22 - 23^o Latitude Sul

45 - 46^o Longitude a WGr.

IV.2 - Hidrografia

Constitui-se de cursos de água sendo o principal o rio Sapucaí - Guaçu, cuja nascente situa-se em Campos de Jordão (estado de São Paulo) a uma altitude aproximada de 1800 m. Possui uma extensão de cerca de 78 km até Santa Rita do Sapucaí, onde situa-se a seção de controle, a uma altitude aproximada de 810 m. A área de drenagem, até esta seção é de 2780 km² (por planimetragem na Carta do Brasil de 1:500.000).

Os principais afluentes do rio Sapucaí Guaçu são, o rio Lourenço Velho pela margem direita e o rio Vargem Grande pela margem esquerda. A jusante de Santa Rita do Sapucaí, junta-se com o rio Sapucaí Mirim, para constituírem o rio Sapucaí. Este último é afluente do rio Grande que por sua vez, contribue para o rio Paraná. Portanto, a área em estudo faz parte da bacia Paranã-Uruguaí.

45°

45° 30'

22° 30'

22° 30'



▲ ESTAÇÃO FLUVIOMÉTRICA

----- DIVISA DE ESTADO

BACIA DO RIO SAPUCAÍ

FIG. 4.1 - SITUAÇÃO GEOGRÁFICA E RÊDE HIDROGRÁFICA

DATA: DEZ. 74

ESCALA: 1:250.000

45°

45° 30'

A figura (4.1) ilustra a situação geográfica e a hidrografia da área. A figura (4.2) mostra um perfil longitudinal aproximado do rio Sapucaí Guaçu, desde sua nascente até Santa Rita do Sapucaí. Pela mesma nota-se que o mesmo possui uma alta declividade nos seus primeiros quilômetros, inclusive com a presença de algumas quedas. Nos seus últimos 30 km, possui uma baixa declividade.

IV.3 - Topografia

Possui um relevo bastante acidentado, apresentando nas partes mais elevadas, altitudes de até 2000m, onde encontra-se o divisor de águas com a bacia do rio Paraíba do Sul, na Serra da Mantiqueira e em alguns pontos internos como na serra de Cubatão. Na parte mais baixa, a altitude alcança 810m. A figura (4.2) ilustra o traçado da curva hipsométrica.

As afirmativas e dados apresentados até este item, são baseados nas cartas do Brasil, nas escalas de 1:500.000 e 1:50.000, organizadas e realizadas pelo Conselho Nacional de Geografia, e fornecidos pelo IBGE.

IV.4 - Climatologia

Os aspectos climático e hidrológico de toda a bacia do rio Sapucaí foram objetos de estudo realizado pela HIDROSERVICE (12), portanto as afirmativas e dados apresentados são baseados, não só nos dados conseguidos através do DNAEE, SONDOTÉCNICA e Serviço de Meteorológico, como também nos resultados encontrados pela HIDROSERVICE.

IV.4.1 - Precipitação

A precipitação média anual na região varia

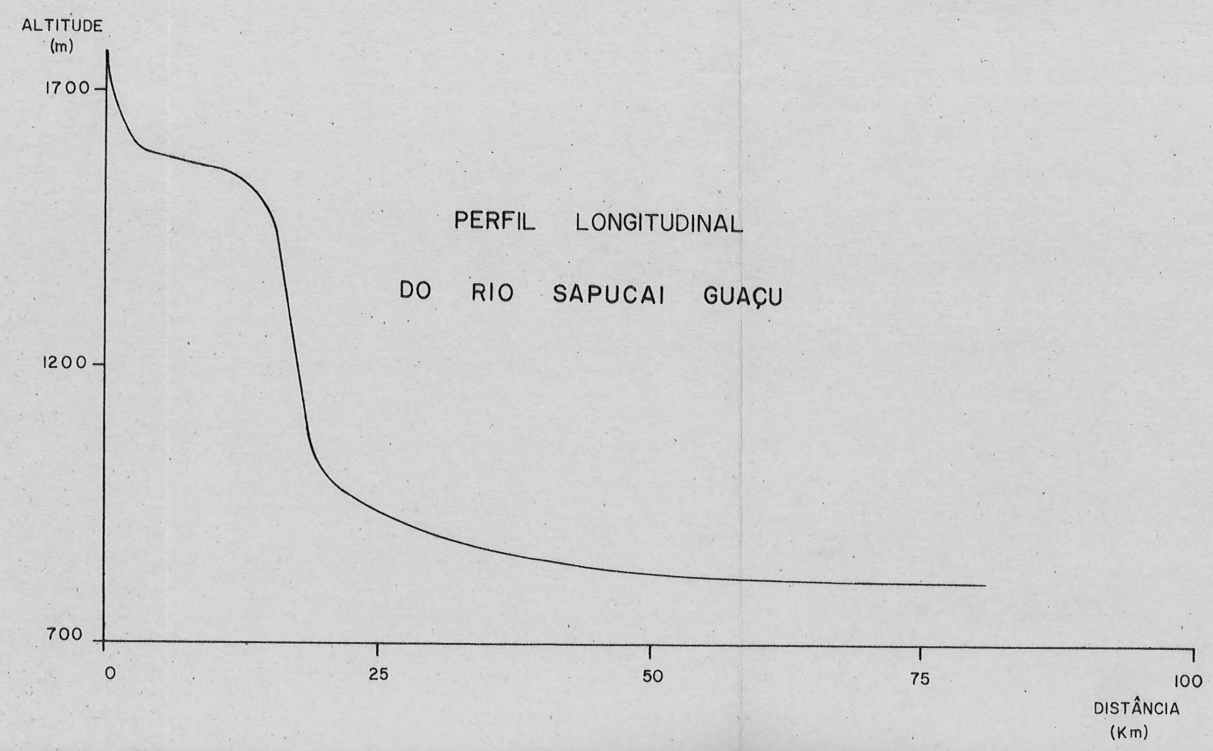
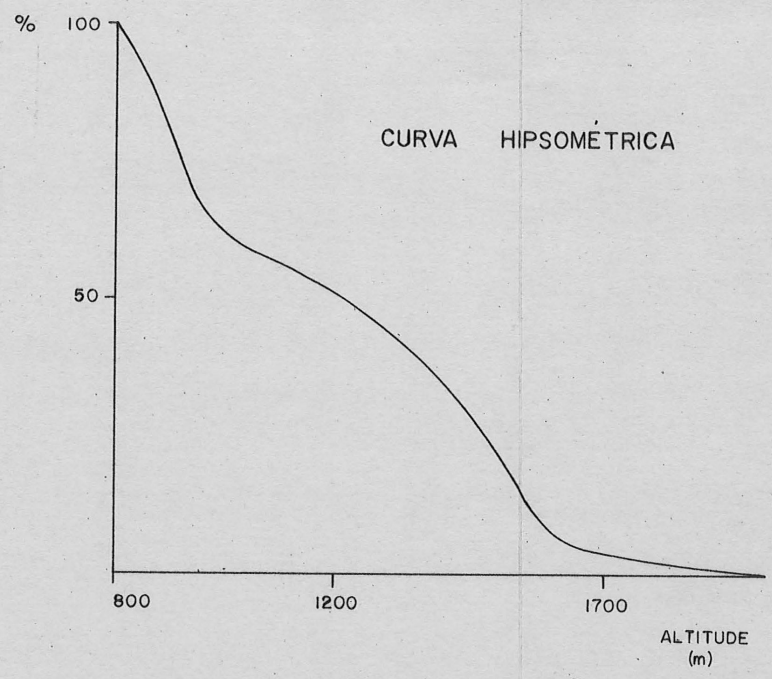


FIG. 4.2

desde os 1200 mm nas partes mais baixas até cerca de 1.800 mm nas partes altas como em Campos do Jordão. A distribuição das precipitações durante o ano dá-se de um modo bem desproporcional. A temporada de chuvas inicia-se de um modo geral em setembro ou outubro, indo até o mês de março. O mês de janeiro é o mais úmido ocorrendo em geral mais de 200 mm de chuva, e o de julho o mais seco com apenas 25 mm em média.

Na figura (4.3) ilustra-se a ocorrência mensal média das precipitações em vários pontos da área. O trimestre mais úmido é de dezembro a fevereiro, e o mais seco é o de junho a agosto.

De um modo geral, em toda a região observa-se a seguinte distribuição trimestral da precipitação anual:

Trimestre - Dez -Fev - ocorre em torno de 40-50% da precipitação anual.

Trimestre - Mar -Mai - Há uma diminuição bem acentuada na ocorrência das chuvas. O mês de março em geral é o mais úmido 10-20% da precipitação anual.

Trimestre - Jun -Ago - presença de chuvas esporádicas e de pouca intensidade, menos de 10% da precipitação anual.

Trimestre - Set -Nov - início do período das chuvas 20-30% da precipitação anual.

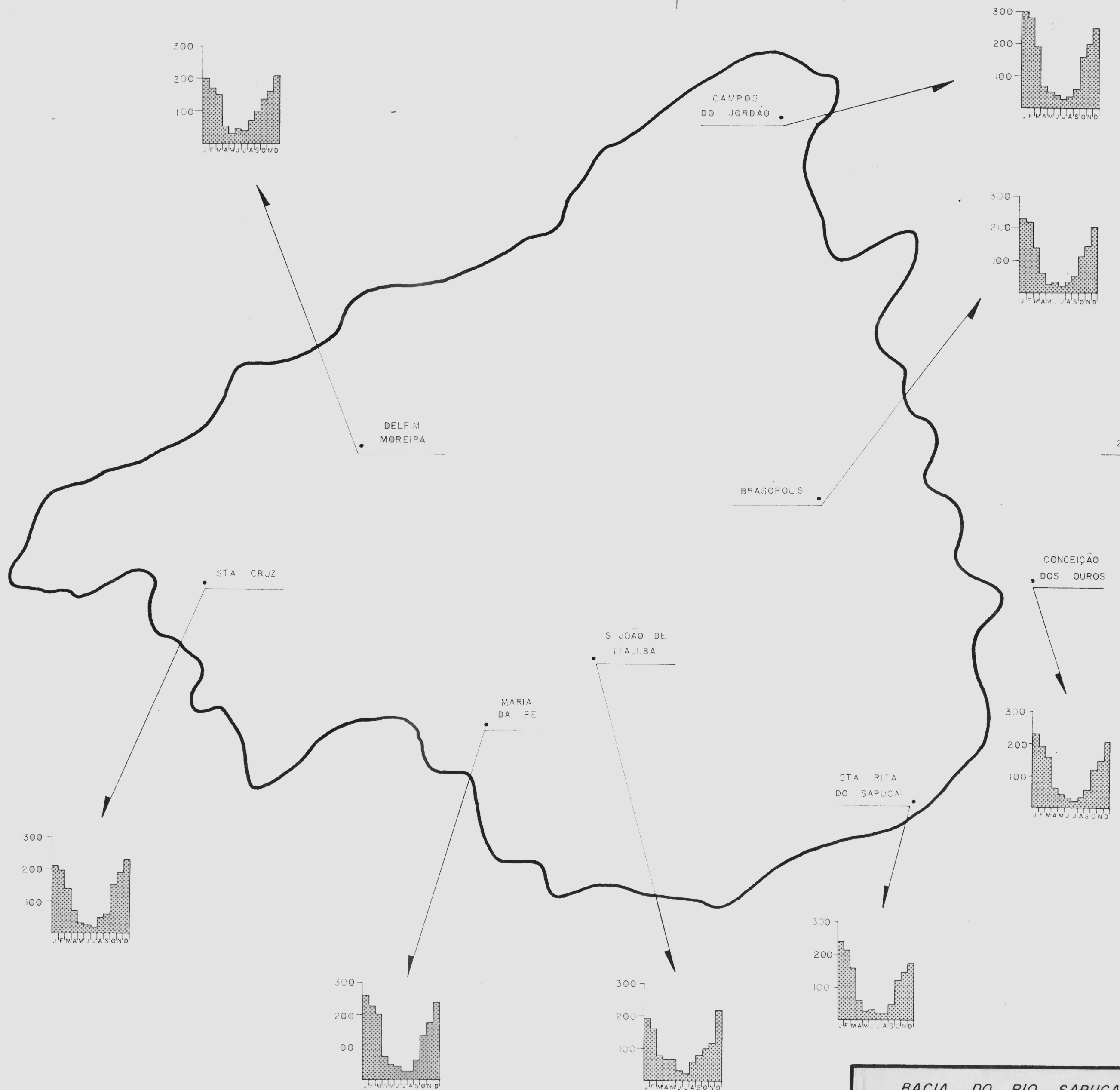
No trimestre Dez-Fev, há ocorrência de chuvas de grande intensidade (origem convectiva), mas a

45°

45° 30'

22° 30'

22° 30'



BACIA DO RIO SAPUCAÍ	
FIG. 4.3 - PRECIPITAÇÕES MÉDIAS MENSAIS	
DATA: DEZ. 74	ESCALA: 1:250.000

45°

45° 30'

grande maioria das mesmas são de intensidades moderadas a baixa, cobrindo grandes áreas.

A figura (4.4) ilustra a distribuição sazonal das precipitações em vários pontos da área.

IV.4.2 - Temperatura

A temperatura é uma variável bastante influenciada pela altitude local. Como já se acentuou a área em consideração, apresenta um relevo bastante acidentado, fator que determina a existência de uma grande variação tanto nos valores extremos, como nos valores médios da temperatura.

Segundo os resultados fornecidos pela HIDROSERVICE (12), a temperatura média anual em Campos do Jordão é $13,8^{\circ}\text{C}$ (altitude de 1630 m) e em Itajubá, é de $18,9^{\circ}\text{C}$ (altitude de 844 m). E a classificação climática segundo Koppen é:

Campos do Jordão - cfb - clima temperado úmido sem estação seca, temperatura média mensal do mes mais quente $< 22^{\circ}\text{C}$.

Itajuba - cwb - clima temperado úmido, de inverno seco, temperatura média mensal do mes mais quente $< 22^{\circ}\text{C}$.

IV.5 - Considerações gerais sobre solos e cobertura vegetal.

IV.5.1 - Solos

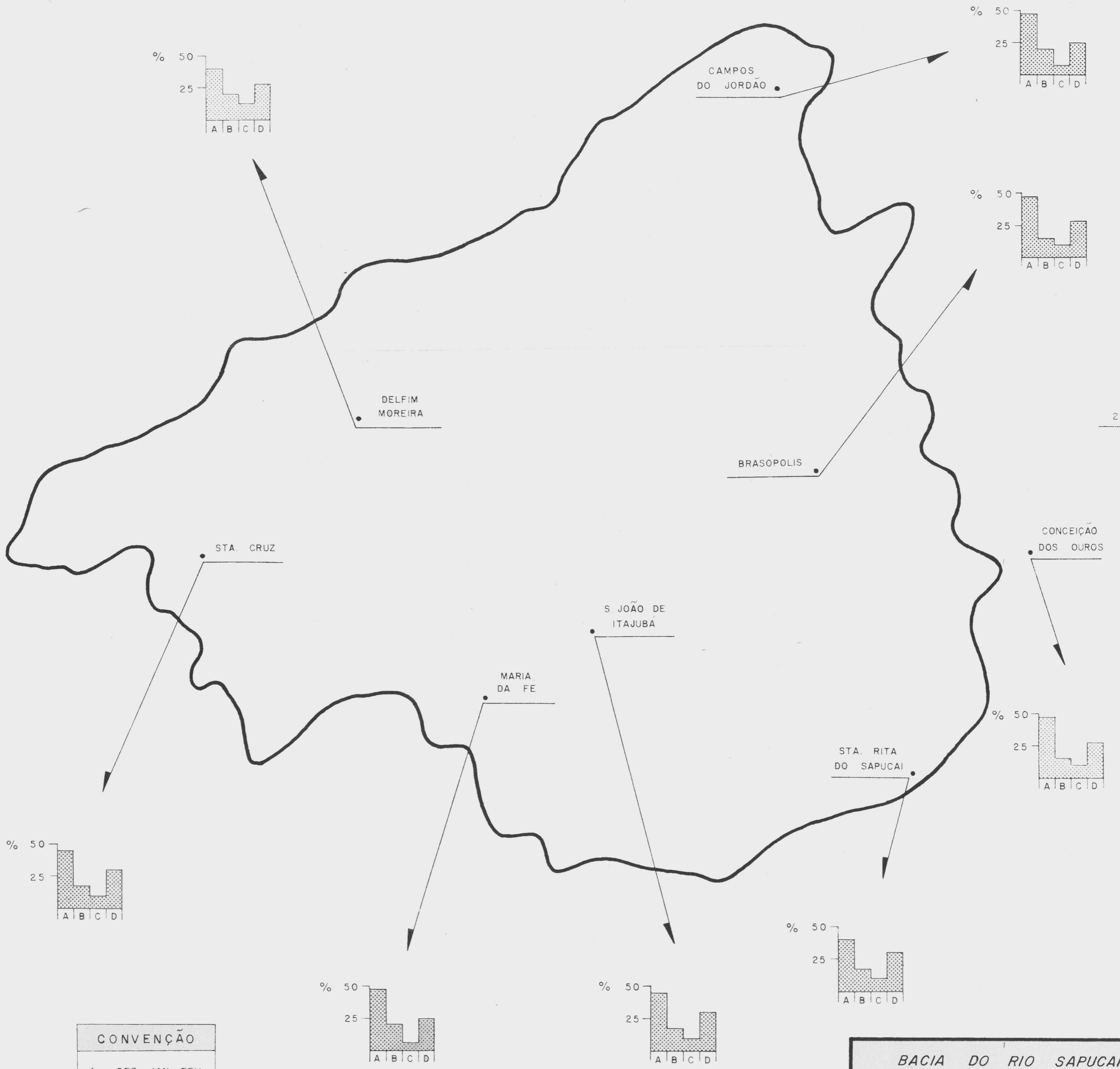
Segundo levantamento realizado pela CIBPU

45°

45° 30'

22° 30'

22° 30'



CONVENÇÃO	
A	- DEZ., JAN., FEV.
B	- MAR., ABR., MAI.
C	- JUN., JUL., AGO.
D	- SET., OUT., NOV.

<i>BACIA DO RIO SAPUCAÍ</i>	
<i>FIG. 4.4 - DISTRIBUIÇÃO ESTACIONAL DAS PRECIPITAÇÕES</i>	
<i>DATA: DEZ. 74</i>	<i>ESCALA: 1:250.000</i>

45°

45° 30'

(6), os solos da região formaram-se da meteorização das rochas do complexo cristalino brasileiro. De um modo geral são originários do granito. Os principais tipos de solos na área são:

Podzólicos vermelho amarelo, mais comuns nos planaltos e nas encostas de pouca declividade, são solos profundos.

Litossolo - presentes nas partes mais declivosas, apresentando afloramento de rochas.

Latossolo húmico - presentes nas partes inferiores das encostas.

Gley húmico e pouco húmico - são os solos presentes nas baixadas, formados pela sedimentação das partículas de solo vindas das partes altas em consequência da erosão.

IV.5.2 - Cobertura vegetal

A vegetação natural é de mata na zona montanhosa. A agricultura regional tem como fator limitante, a topografia, que dificulta a mecanização e exige o emprego de práticas conservacionistas de grande ônus, para proteção do solo da ação erosiva da chuva.

O uso mais comum do solo é para pastagem, sendo a pecuária leiteira a grande fonte de divisas da região. Em menor escala há o cultivo de cereais, principalmente milho e arroz nas partes baixas. Existem ainda o cultivo de café e fruteiras de clima temperado (marmelo principalmente em microregiões).

CAPÍTULO V

ANÁLISE E MANIPULAÇÃO DOS DADOS

V.1 - Generalidades

É de boa norma conhecer-se melhor os elementos com os quais se vai trabalhar. Na hidrologia, também não se foge a esta regra, pois antes da utilização dos dados hidrológicos, para algum estudo ou projeto, necessário se torna fazer-se uma análise da qualidade dos mesmos a fim de se ter maior confiança nas suas representatividades e nos resultados obtidos.

YEVJEVICH (34) diz que é necessário fazer uma distinção entre o valor verdadeiro, o virgem e o observado de uma variável hidrológica. O valor verdadeiro de uma variável hidrológica nunca é conhecido, porque os dados obtidos, através inevitáveis erros na observação, não são valores exatos. O valor virgem é aquele produzido em um meio ambiente não modificado, os dados não são influenciados nem por mudanças significativas naturais imprevisíveis ou provocadas pelo homem, no meio ambiente. O valor observado está disponível como resultado de várias pesquisas, observações ou experimentos, estes valores são geralmente publicados pelos serviços hidrológicos. Estes dados estão sujeitos a terem erros nas diversas fases por que passam até sua publicação e até mesmo na computação para algum fim.

Os erros podem ser aleatórios ou sistemáticos, sendo que estes últimos provocam uma inconsistência nos dados. Mudanças no meio ambiente hidrológico, ocorrem intermitentemente por acidentes, pela lenta evolução

da natureza ou por várias atividades humanas. Os dados afetados destas mudanças, tornam-se não homogêneos. Neste caso, nenhuma diferença no tratamento.

De um modo mais simples pode-se caracterizar os diferentes tipos de erros como:

a) erros aleatórios - estão sempre presentes nos dados, e geralmente distribuem-se simetricamente em torno do valor verdadeiro dos dados. Na maioria dos casos, supõe-se que os mesmos seguem a distribuição normal, usando-se o desvio padrão para medir a magnitude destes erros.

b) erros sistemáticos:

b1) inconsistência - é a diferença entre os valores observados com seus inerentes erros sistemáticos, e os valores verdadeiros. A tendência, às vezes motivada pela presença de objetos estranhos, como árvores, edificações, nas proximidades da estação medidora é um tipo de inconsistência.

b2) Não-homogeneidade - diferença entre os valores verdadeiros e os valores virgens de uma variável hidrológica. As vezes também chamada de não estacionariedade para o caso de séries temporais.

A análise dos erros e mudanças nas variáveis hidrológicas, detectando os erros aleatórios, inconsistência e não homogeneidade e seus efeitos sobre as propriedades das séries temporais, é de grande importância. Algumas projeções para o futuro baseadas nas propriedades das variáveis hidrológicas passadas, requerem que as conclusões sejam derivadas de dados livres de inconsistência, e não homogeneidade significantes e com erros aleatórios toleráveis.

Existem várias técnicas para análise dos dados, a escolha fica na dependência da finalidade e do grau de precisão exigidos. Na análise de séries temporais por exemplo, procura-se decompor as variáveis que as constituem nas suas diversas componentes, que segundo DAWDY e MATALAS (8) classificam-se em:

Componente aleatório

Componentes determinísticas	$\left\{ \begin{array}{l} \text{tendência} \\ \text{cíclica} \\ \text{estacional} \end{array} \right.$

Com esta técnica pode-se conhecer as características e propriedades do processo gerador da série e com isto gerar novas séries. Esta técnica tem mais aplicação na hidrologia estocástica. Para os fins deste trabalho, existem outras técnicas mais simples e algumas serão objetos de consideração nos itens seguintes.

V.2 - Obtenção dos dados

Tanto os de precipitação como os de vazões foram obtidos através do 5º Distrito do DNAEE (Belo Horizonte), com exceção para os de precipitações dos postos de Campos do Jordão e Maria da Fé, que foram obtidos através da SONDOTÉCNICA (Rio de Janeiro), todos em cópia xerox. Os dados de temperatura foram obtidos através do Serviço de Meteorologia do Ministério da Agricultura (Belo Horizonte).

V.3 - Seleção e perfuração dos dados

Após a obtenção dos dados, passou-se a verificar a existência de períodos sem observação que com-

promettessem a utilização dos mesmos. Deve-se salientar-se que algumas estações pluviométricas apresentam registros desde 1940, porém é uma constante em todas, a presença de longos períodos até anos inteiros, sem os mesmos. Este fato restringiu o período comum a somente tres anos (1968-1971), considerando-se o ano hidrológico, no caso de setembro a agosto. Mesmo assim, nos postos e períodos selecionados, existem algumas omissões de registros.

Os dados foram perfurados em cartões, para utilização em computador, segundo o formato a seguir:

COLUNAS	PERFURAÇÃO
1 - 8	Identificação do posto ou estação, pelo nome, coordenadas ou outra forma qualquer, formato 2A4.
9 -10	Ano - perfura-se somente a dezena (69-70-71), formato I2
11-12	Mes (1, 2, ..., 10, 11, 12) formato I2
13-14	último dia da quinzena, se for a primeira será sempre 16, se for a segunda será o último dia do mes em consideração (28, 29, 30 ou 31), formato I2
16-16	espaço reservado para um fator negativo, que será o expoente ao qual se elevará 10, para transformar dados inteiros em reais, no caso de vazões. Para precipitações é opcional a perfuração de (-1), formato I2.
17-80	perfuração dos dados segundo o formato 16I4.

V.4 - Dados de precipitação - análises realizadas

V.4.1 - Curva dupla acumulada-indicada para o estudo dos totais anuais. Consiste na plotagem dos totais acumulados, ano a ano, de um posto em relação aos totais de um outro posto, ou totais médios de outros postos. Os postos envolvidos neste estudo devem estar situados próximos uns dos outros, e em locais com características topográficas semelhantes.

Pelos pontos obtidos da plotagem, pode-se em geral, traçar uma linha reta. Qualquer modificação no comportamento dos valores observados em uma estação, provocado pela mudança na técnica de observação, mudança na exposição do aparelho registrador, etc., resultará numa alteração da declividade da reta, o que permitirá saber quando ocorreu tal fato, possibilitando que procedam-se as correções.

LINSLEY, et alii (14) afirmam que este estudo pode ser realizado com os totais sazonais, para os locais onde haja acentuada diferença nos totais de cada estação do ano, apresentando nestas condições, melhores resultados. Em vista de dispor-se de uma série consecutiva, pouco extensa, adotou-se esta indicação já que, na região há uma diferença bastante acentuada para os totais das diferentes estações do ano, como mostra a figura (4.4) no capítulo anterior.

Retirou-se alguns postos que apresentavam algumas falhas e incluiu-se outros da vizinhança, com isto, conseguiu-se cinco anos de dados, perfazendo assim um total de vinte dados para cada posto. Este estudo envolveu sete postos, subdivididos em dois grupos. A divisão do ano em estações, seguiu o critério estabelecido para o

traçado da figura (4.4), Capítulo IV.

As figuras (5.1) e (5.2), ilustram os resultados deste estudo. Deve-se salientar que embora possa se concluir com algumas restrições, devido a extensão da série, que os dados não apresentam características de tendência ou inconsistência, os estudos realizados pela HIDROSERVICE (12) abrangendo uma série mais extensa, mostram os mesmos resultados.

V.4.2 - Estudos estatísticos

V.4.2.1 - Dados diários

Tentou-se estabelecer uma correlação linear simples mes por mes.

Os resultados deste estudo apresentados parcialmente na tabela (5.1) mostram que apesar de em alguns meses terem sido encontrados bons coeficientes de correlação, na maioria deles, os coeficientes de correlação não foram estatisticamente significantes.

Outra tentativa foi feita, agrupando-se os valores das precipitações ocorridas nos mesmos dias dos mesmos meses, dos diferentes anos, trabalhando-se assim com um maior número de dados para o estudo da correlação linear simples. A tabela (5.2) apresenta parte dos resultados que também não foram estatisticamente bons.

Por último, tentou-se estabelecer uma correlação linear múltipla, utilizando-se o programa MRP (Multiple Regression Program - que encontra-se gravado em fita magnética para uso pelo computador Burroughs 6700 do CPD da UFRGS). Também neste estudo não logrou-se obter bons resultados.

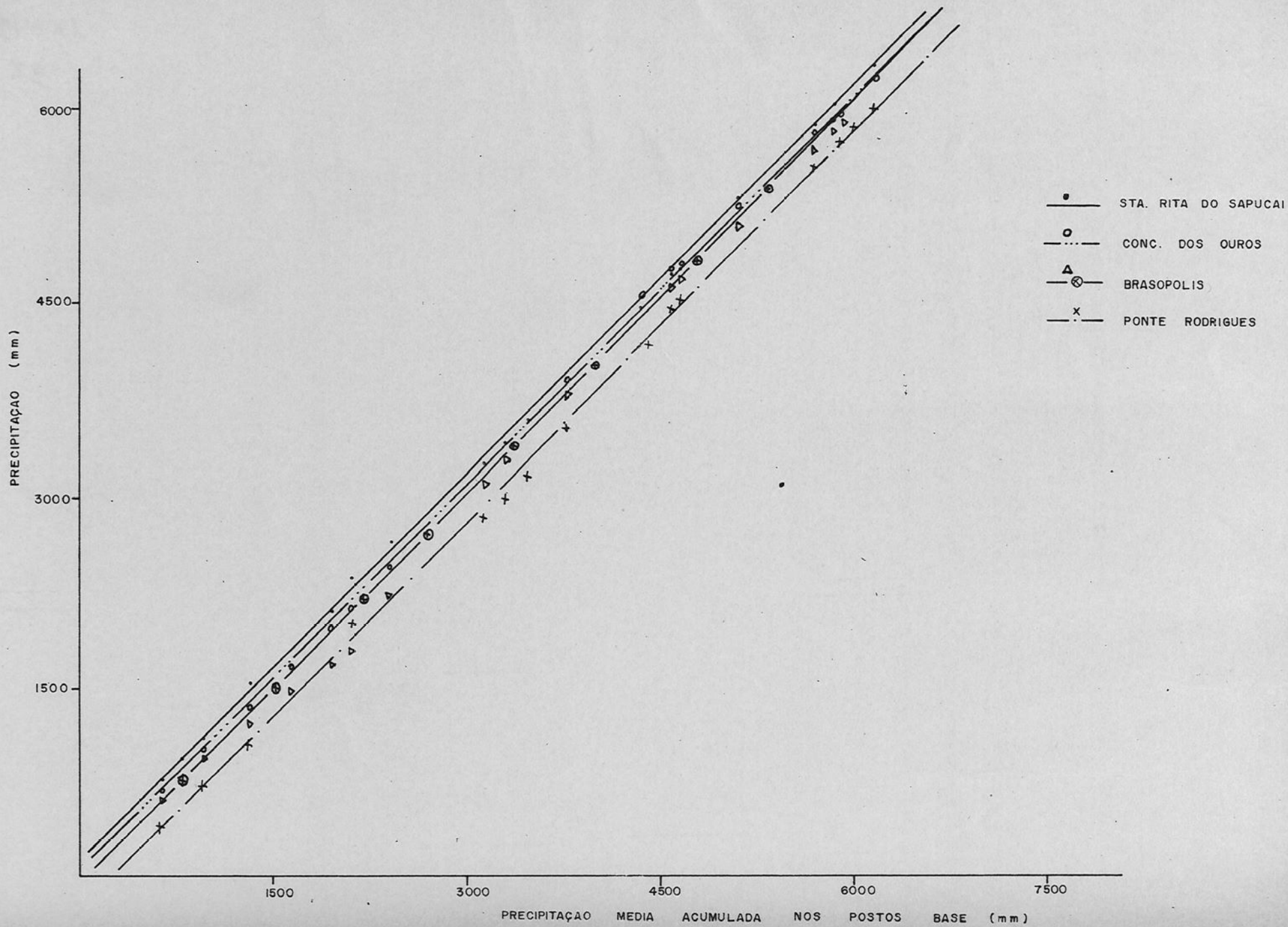


FIG. 5.1 - CURVA DUPLO ACUMULADA

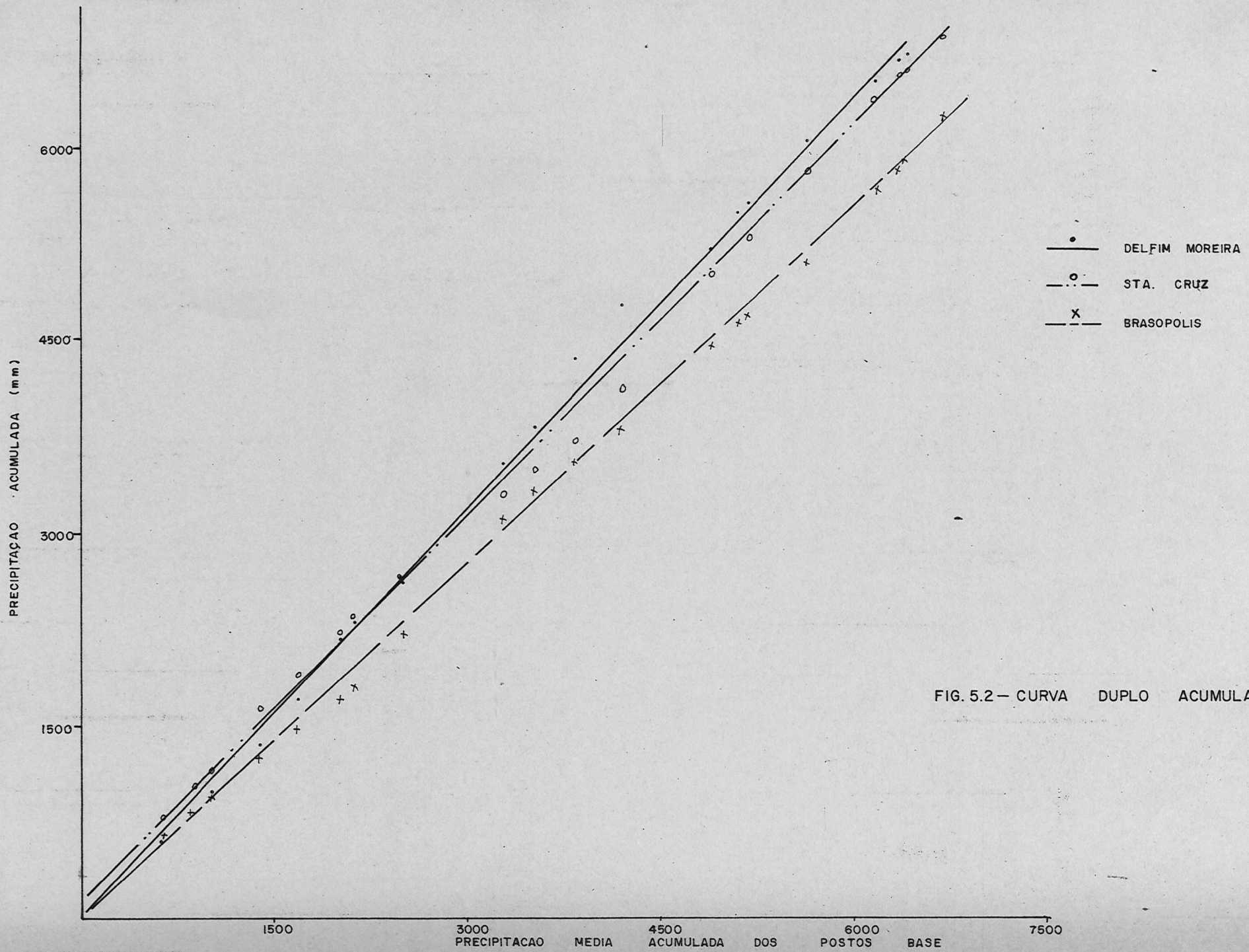


FIG. 5.2 — CURVA DUPLO ACUMULADA

Tabela 5.1 - Coeficientes de correlação linear simples para precipitações diárias.

Ano	Mes	J. ITAJUB (Y) STA CRUZ (X)	S. R. SAPU (Y) CO. OUROS (X)	J. ITAJUB (Y) DELF. MOR (X)	BRASOPOL (Y) CO. OUROS (X)
1968	1	0,223	0,205	0,671	0,829
	2	0,388	0,279	0,796	0,220
	3	0,363	0,139	0,347	-0,019
	4	0,550	0,049	0,273	0,460
	5	0,161	0,045	0,038	0,563
	6	0,000	0,000	0,000	0,988
	7	0,048	0,000	0,931	0,573
	8	0,948	0,559	0,904	0,964
	9	0,975	0,750	0,980	0,139
	10	0,263	0,884	0,625	0,768
	11	0,859	0,734	0,878	0,613
	12	0,918	0,647	0,641	0,696
1969	1	0,1741	0,575	0,166	0,653
	2	0,5015	0,769	0,156	0,836
	3	0,644	0,308	0,205	-0,088
	4	0,412	-0,003	0,714	0,477
	5	0,793	-0,079	0,931	0,923
	6	0,965	-0,050	0,681	0,973
	7	0,064	-0,780	0,000	0,714
	8	0,945	-0,098	0,456	0,279
	9	0,400	0,694	0,589	0,669
	10	0,933	-0,148	0,682	0,273
	11	0,445	0,147	0,447	-0,005
	12	0,757	-0,216	0,584	0,187

Observação: apresentou-se apenas parte dos resultados, como apoio a conclusão apresentada. Estes coeficientes foram obtidos através do programa CORRELA, cuja listagem encontra-se em anexo.

Tabela 5.2 - Coeficientes de correlação linear simples para precipitações médias diárias*.

Mes	J. ITAJUB (Y)	MARIA FE (Y)	CO. OUROS (Y)	DELF. MOR (Y)
	S. R. SAPU (X)	STA CRUZ (X)	S. R. SAPU (X)	STA CRUZ (X)
1	0,191	0,286	0,444	0,480
2	0,679	0,411	0,150	0,296
3	0,212	0,229	0,178	0,342
4	0,560	0,291	0,388	0,268
5	0,128	0,523	0,359	0,415
6	0,872	0,675	0,532	0,702
7	0,067	0,159	0,578	0,319
8	0,740	0,527	0,452	0,799
9	0,428	0,131	0,703	0,550
10	0,754	0,109	0,854	0,646
11	0,602	0,467	0,419	0,689
12	0,709	0,041	0,613	0,644

* Utilizou-se os valores médios de cada dia dos mesmos meses para os diferentes anos (ex. precip. ocorridas (01/01/68 + 01/01/69 + 01/01/70 + 01/01/71)). Os coeficientes foram obtidos através do programa CORRELAL, modificação do programa CORRELA.

Pode-se concluir, que de um modo geral não existe boa homogeneidade na ocorrência das precipitações diárias, na área.

V.4.2.2 - Dados mensais

Do mesmo modo realizou-se para estes dados, um estudo de correlação linear. Inicialmente, tentou-se estabelecer uma correlação para cada mes, utilizando, para isto, os totais de cada mes em vários anos. Os resul

tados deste estudo não apresentaram, de um modo geral bons valores para os coeficientes de correlação.

V.4.2.3 - Dados estacionais

Aproveitando os valores utilizados para o traçado das curvas duplo acumuladas, tentou-se estabelecer uma correlação linear simples entre os mesmos. A tabela (5.3) mostra os valores das médias, desvios padrão e coeficientes de correlação linear das precipitações estacionais.

Tabela 5.3 - Valores das médias, desvios padrão e coeficientes de correlação linear, para precipitações estacionais.

Postos	Média (mm)	Desvio Padrão	Coef. Correl Linear
STA CRUZ (Y)	343,9	238,7	0,880
BRASOPOL (X)	312,5	223,1	
CO. OUROS (Y)	311,4	215,0	0,904
S. R. SAPU (X)	306,5	197,2	
DELF. MOR (Y)	353,7	205,4	0,723
STA CRUZ (X)	343,9	238,7	
DELF. MOR (Y)	353,7	205,4	0,837
BRASOPOL (X)	312,5	223,1	
P. RODRIG (Y)	299,2	186,8	0,955
S. R. SAPU (X)	306,5	197,2	
CO. OUROS (Y)	311,4	215,0	0,962
BRASOPOL (X)	312,5	223,1	

Baseando-se nestes resultados, pode-se dizer que há uma boa correlação linear entre os valores totais das diferentes estações do ano, em toda a região. Os altos valores dos desvios padrão estão a indicar a acentuada diferença existente entre os valores totais de cada estação do ano nos diferentes postos.

Estes estudos estatísticos realizados, apesar de terem sido baseados numa série pouco extensa, mostram que os valores dos registros das precipitações parecem ser de boa qualidade. Quando analisou-se os valores referentes a períodos curtos como dia e mes, não notou-se uma perfeita homogeneidade na ocorrência da precipitação na região. Já o estudo baseado num período maior, (totais estacionais) mostrou que no período analisado, há uma boa homogeneidade, na ocorrência de precipitação regional.

V.5 - Dados de vazões

V.5.1 - Generalidades

PFAFSTETTER (25), cita as principais deficiências verificadas nos registros pluviométricos:

- ausência completa de registros por um período mais ou menos prolongado
- preenchimento arbitrário do registro
- erros de leitura:
 - erros de um metro inteiro no registro do nível da água
 - erro de leitura de cotas negativas

- erro de transcrição

- efeito de maré - observado em postos si
tuados próximos da foz do curso de água no mar ou baía.

- efeito de barragens - dependerá da poli
tica de operação do reservatório.

- defeitos de aparelhos de níveis

Segundo o autor, o preenchimento arbitrário de registros, geralmente é fácil de ser detectado, pela observação do fluviograma resultante, pela presença de um trecho mais regular do que normalmente ocorre naquela época do ano. Com frequência, a transição entre o último dia, preenchido arbitrariamente, e o seguinte, com valor real, ocasiona um degrau no fluviograma, anormalidade identificada com facilidade nos períodos de estiagem. Nos períodos de chuva, a regularidade do fluviograma é mais facilmente notada, para este tipo de erro do que a descon_{tin}uidade no extremo do período preenchido arbitrariamente.

Quando a obtenção da vazão é feita sistematicamente a partir dos níveis de água observados, especial atenção deve ser dada à estabilidade do controle da estação hidrométrica.

Da estabilidade do controle, depende a univocidade da função $Q - f(h)$.

PINTO et alii (26) definem o controle de uma estação hidrométrica, como "a combinação das características físicas do rio, na seção e em especial no trecho a jusante, tais como, natureza, configuração do leito, re

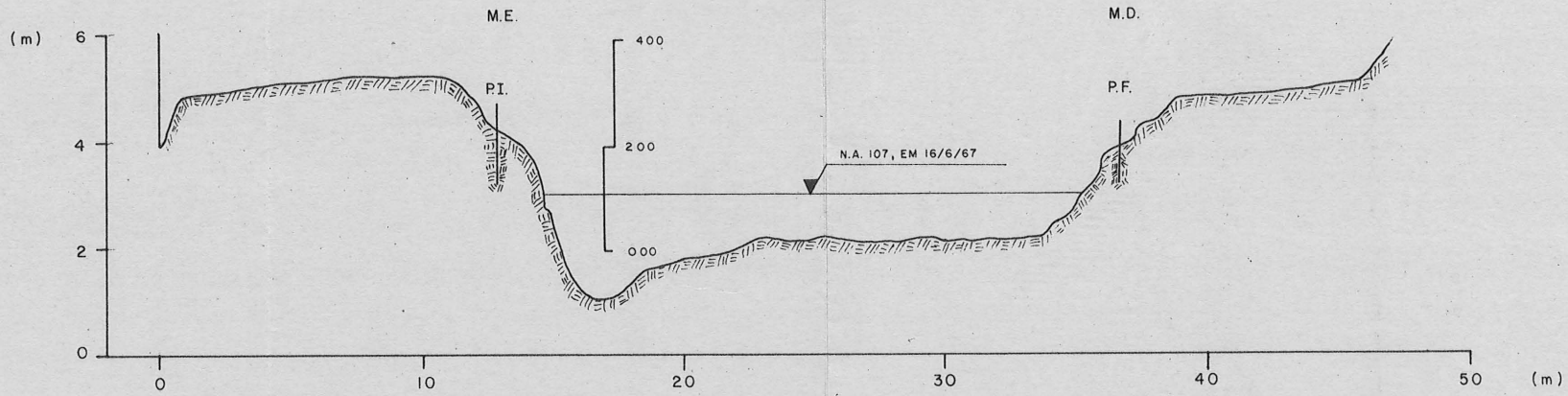
cobrimto vegetal das margens e várzeas, responsável pela relação cota-descarga, verificada na seção de medição". Estas características revestem-se de maior importância, em seções situadas em rios de planície, onde podem sofrer alterações mais ou menos rápidas ao longo do tempo.

Os mesmos autores acentuaram a importância da sensibilidade de uma estação fluviométrica, traduzida pela maior ou menor variação do nível de água para uma dada alteração de vazão. É evidente que os registros de um posto mais sensível, podem ser convertidos em vazão com maior precisão, do que, os de seções de menor sensibilidade.

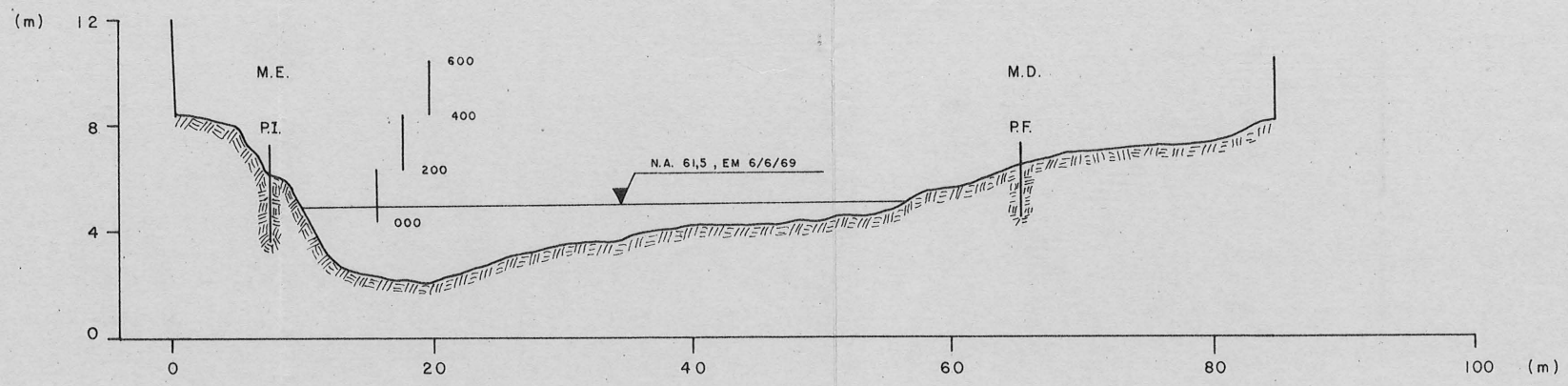
V.5.2 - Transformação de cota em descarga

Utilizou-se para a transformação, as tabelas representativas das curvas chave das seções de medições, fornecidas pelo DNAEE. A existência de mais de uma curva chave, para diferentes períodos em uma mesma estação hidrométrica, pode estar a demonstrar a variabilidade do controle da estação, talvez motivada pela modificação das características físicas do leito e margens à procura do estabelecimento de um equilíbrio dinâmico com as forças atuantes sobre as mesmas. Para o período em consideração, há apenas uma curva chave para as estações consideradas.

A figura (5.3) mostra as seções transversais das estações hidrométricas de Santa Rita do Sapucaí e São João de Itajubá. As tabelas (5.5) e (5.6) são representativas da relação cota-descarga, destas duas estações hidrométricas.



RIO LOURENÇO VELHO, EM SÃO JOÃO DE ITAJUBÁ



RIO SAPUCAÍ GUAÇU, EM SANTA RITA DO SAPUCAÍ

BACIA DO RIO SAPUCAÍ
FIG. 5.5 - SEÇÕES TRANSVERSAIS
DATA: DEZ. 74

Tabela 5.5 - Relação Cota-descarga do rio Sapucaí-Guaçu -
seção de Santa Rita do Sapucaí.

COTAS (CM)	DESCARGAS (M**3/S)
0	14,8
10	17,5
20	20,5
30	23,2
40	26,3
50	29,3
60	32,6
80	39,2
90	42,8
100	46,4
110	50,0
120	54,0
150	66,0
160	70,2
170	74,6
180	79,0
190	83,6
200	88,2
250	112,0
300	137,0
350	162,0
400	191,0
450	222,0
500	256,0
550	288,0
600	321,0

Tabela 5.6 - Relação Cota-Descarga do Rio Lourenço Velho -
- Seção de São João de Itajubá.

Cotas (cm)	Descargas (m ³ /s)
40	3,3
50	4,5
70	7,3
90	10,3
120	15,8
170	25,6
220	37,8
250	47,6
350	71,0

Elaborou-se uma subrotina EXTRA que faz a interpolação linear, mes por mes. A mesma, é chamada pelo programa DESCARGA, que faz a gravação dos valores resultantes, em disco, e lista-os utilizando-se da subrotina TAB. As listagens do programa e subrotinas, são apresentadas em anexo.

V.5.3 - Análises realizadas

Verificou-se inicialmente os registros de níveis de água para constatar a presença de valores absurdos e omissões de observação. Não constatou-se a presença de nenhuma destas deficiências.

PFAFSTETTER (25) referindo-se à análise de consistência dos dados de vazões, aconselha o traçado do fluviograma com dados diários de duas estações hidrométricas vizinhas e se possível no mesmo curso de água. Além disto, quando dispoe-se de dados de precipitação, traçar simultaneamente os hidrogramas e hietogramas.

Fez-se a plotagem dos hidrogramas referentes a duas estações hidrométricas (Santa Rita do Sapucaí, e São João do Itajubá). O resultado encontrado foi bom, demonstrando uma boa sincronização nas variações das descargas. Deixa-se de ilustrá-lo devido a grande diferença existente entre os valores das descargas das duas estações, implicando na utilização de uma escala inadequada para sua visualização.

Plotou-se também, simultaneamente, o fluviograma da estação de Santa Rita do Sapucaí com o hietograma, utilizando-se para isto, os valores médios das precipitações diárias sobre a bacia. A figura (5.4) ilustra o traçado do hietograma e do hidrograma em Santa Rita do

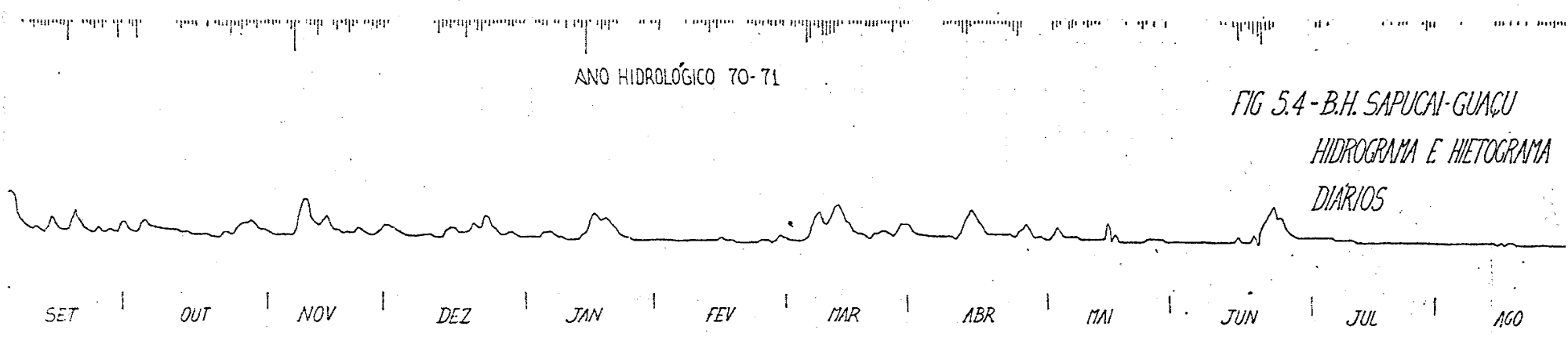
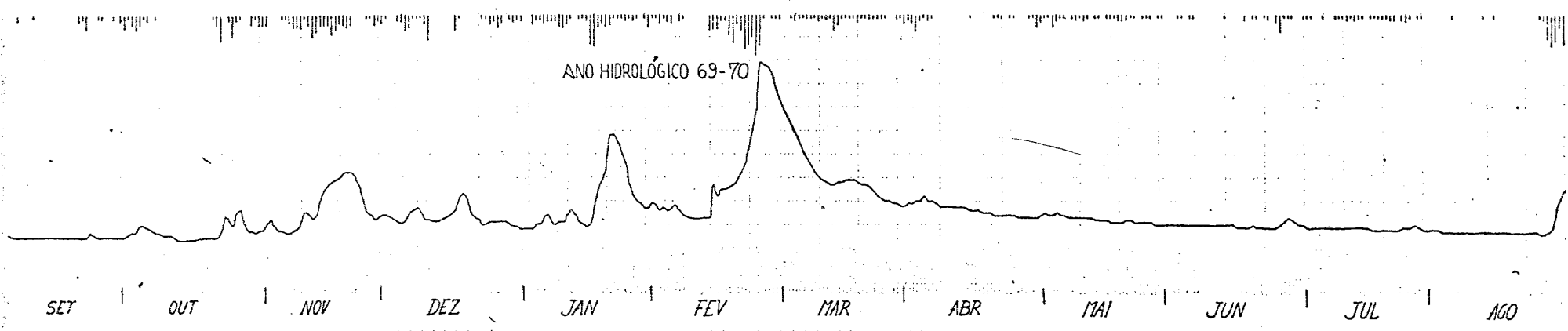
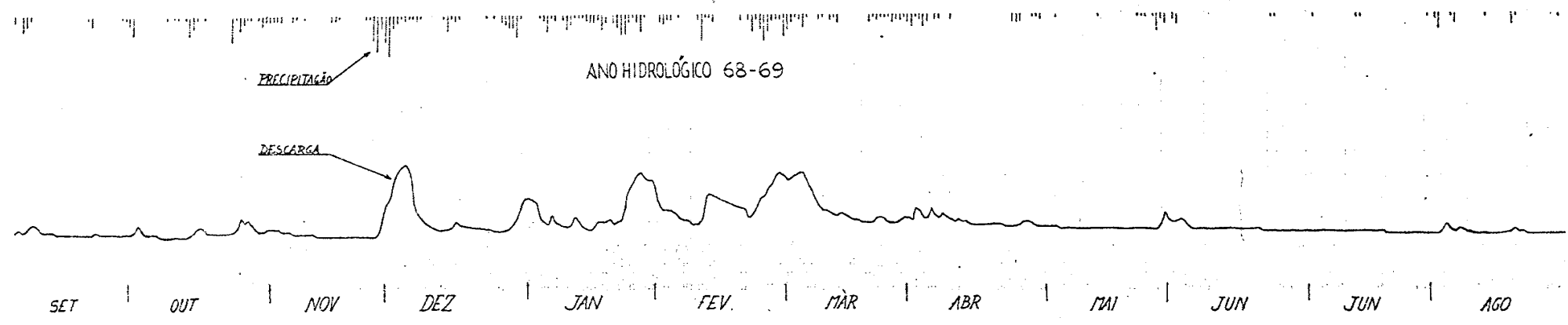


FIG 5.4 - B.H. SAPUCAI-GUAÇU
 HIDROGRAMA E HIETOGAMA
 DIÁRIOS

Sapucaí. Verifica-se uma proporcionalidade na variação dos valores de vazões com a variação da intensidade das precipitações ocorridas.

Por estes resultados pode-se afirmar que os dados de vazões não apresentam deficiências que comprometam a sua utilização. Para o traçado destes hidrogramas, e hietogramas, elaborou-se o programa PLOTA, que utiliza a subrotina CURVA, cujas listagens encontra-se em anexo.

CAPÍTULO VI

APLICAÇÃO E AJUSTE DO MODELO

Neste capítulo faz-se a aplicação dos processos de cálculos das componentes do modelo, explicadas anteriormente. Nos itens (6.1) e (6.2) explica-se a obtenção dos valores médios diários da precipitação e evapotranspiração potencial. Após faz-se uma explanação do programa principal e do ajuste do modelo.

VI.1 - Precipitação média sobre a bacia.

Na figura (6.1) mostra-se as áreas de influência de cada posto pluviométrico, pelo método de Thiessen. A tabela (6.1) apresenta o resultado da planimetragem e as altitudes dos mesmos.

Tabela 6.1 - Relação dos postos pluviométricos e suas respectivas áreas de influência e altitudes.

Postos Pluviométricos	Área de influência por Thiessen (km ²)	Altitude (m)
S.R.SAPU	245,0	824
CO.OUROS	65,0	860
BRASOPOL	510,0	840
J.ITAJUB	430,0	850
STA CRUZ	345,0	980
DELF.MOR	525,0	1240
MARIA FÉ	295,0	1350
C.JORDÃO	365,0	1650



● ESTAÇÃO PLUVIOMÉTRICA

<i>BACIA DO RIO SAPUCAI</i>	
<i>FIG. 6.1 - POLIGONOS DE THIESSEN</i>	
<i>DATA: DEZ. 74</i>	<i>ESCALA: 1:250.000</i>

Os postos pluviométricos de Maria da Fé e Campos do Jordão, apresentam falhas de registros, em alguns meses. (Maria da Fé - 12/69 a 02/70; Campos do Jordão 02/04/70). Nestes períodos considera-se suas precipitações como nulas e reduz-se a área total, dos respectivos valores, de suas áreas de influência. Tentou-se completar os períodos sem observação, mas como mostrou-se pela análise das precipitações diárias, não há uma boa homogeneidade na ocorrência das mesmas na área.

Devido a alguns postos apresentarem grande área de influência e a ocorrência em alguns dias de chuvas de grande intensidade, introduziu-se no esquema de cálculo das precipitações médias, o algoritmo PLIM.

A tabela (6.2) apresenta os valores estimados para os parâmetros componentes deste algoritmo.

Tabela 6.2 - Valores dos parâmetros PLIM, ALMIN e H do algoritmo PLIM, para os diferentes postos pluviométricos.

Postos Pluviométricos	PLIM(mm)	ALMIN(%)	H
S.R.SAPU	43,0	0,80	0,98
CO.OUROS	43,0	0,80	0,98
BRASOPOL	46,0	0,80	0,97
J.ITAJUB	46,0	0,80	0,97
STA CRUZ	47,0	0,75	0,94
DELF.MOR	48,0	0,72	0,95
MARIA FÉ	50,0	0,65	0,94
C.JORDÃO	50,0	0,55	0,92

A tabela 6.3 apresenta os valores das precipitações médias diárias resultantes destes processos. Apresenta-se em anexo uma listagem do programa THIESSEN que efetuou estes cálculos.

TABELA 6.3 PRECIPITAÇÕES MÉDIAS DIÁRIAS EM MM NA BACIA DO RIO SAPUCAÍ OBTIDAS POR THIESSEN E PELO ALGORITMO PLIM ANO HIDROLÓGICO 68- 69

DIA	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO
1	4.6	9.8	3.9	32.0	0.0	0.0	16.6	7.6	0.0	0.0	0.0	0.0
2	0.0	22.5	3.3	49.0	1.4	6.1	8.8	13.7	0.0	6.0	0.3	4.3
3	15.6	0.0	5.5	12.7	4.1	9.7	1.7	2.5	0.3	9.7	0.0	15.2
4	11.2	0.0	4.9	8.3	18.1	4.9	4.3	3.2	0.0	0.0	0.0	0.0
5	0.3	0.0	0.0	2.3	0.6	5.1	13.8	12.6	0.0	0.0	0.0	0.0
6	0.0	0.0	0.0	5.9	5.6	0.0	0.3	6.4	0.0	0.0	0.0	0.8
7	0.0	0.0	3.7	1.1	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	11.0
8	0.0	0.0	0.1	0.5	4.0	0.0	0.0	3.3	0.0	0.0	0.0	0.0
9	0.0	0.0	0.0	4.1	15.7	0.0	4.9	4.8	0.0	0.0	0.0	0.0
10	0.0	0.0	0.6	0.2	9.7	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
11	0.0	2.5	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
12	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9	4.0	3.5	5.4	0.0	0.0	0.0	0.0
13	0.0	0.8	0.0	0.0	3.0	30.7	1.7	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0
14	0.0	0.6	0.0	0.0	5.5	1.0	7.3	0.0	0.8	0.0	0.5	0.0
15	0.0	0.0	0.0	0.0	8.1	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.2
16	0.0	1.9	0.0	2.2	7.6	8.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.1
17	0.0	22.2	3.2	18.7	3.9	3.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
18	0.0	14.1	3.5	1.2	17.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
19	0.0	2.5	0.6	5.0	6.8	4.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
20	2.0	0.0	0.0	3.0	0.0	20.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
21	9.8	0.4	0.0	0.5	6.6	4.6	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0
22	0.0	30.2	0.0	0.0	12.7	17.7	6.6	6.5	0.0	0.3	0.0	0.0
23	0.0	1.4	0.0	1.5	23.9	30.7	2.0	8.3	0.0	0.0	0.0	0.0
24	0.0	15.6	0.0	0.0	23.9	19.2	4.4	7.8	0.5	0.0	0.0	0.0
25	0.0	6.1	0.0	6.3	8.3	5.6	0.8	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0
26	0.0	0.3	0.7	9.8	0.8	4.4	1.1	0.0	1.1	0.0	0.0	0.0
27	0.0	2.4	2.5	12.7	8.6	4.6	1.2	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0
28	0.0	0.0	28.7	13.7	18.9	24.4	6.3	1.4	0.5	0.0	0.0	0.1
29	0.1	2.0	43.5	24.7	1.9		4.4	4.3	20.7	0.0	0.0	0.0
30	2.3	9.3	13.1	1.5	0.0		4.0	0.0	4.3	0.0	0.0	0.0
31		3.8		0.0	0.0		2.0		10.6		0.3	0.0

TABELA 6.3 PRECIPITAÇÕES MÉDIAS DIÁRIAS EM MM NA BACIA DO RIO SAPUCAI ORTIDAS POR THIESSEN E PELO ALGORITMO PLIM AND HIDROLOGICO 69- 70

DIA	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO
1	0.0	14.3	10.5	7.0	7.1	0.3	0.0	7.3	1.2	0.0	0.1	0.0
2	0.0	1.1	0.0	0.5	5.6	2.5	0.0	4.6	2.2	0.0	2.0	0.0
3	4.4	10.5	0.8	0.0	5.6	7.3	0.1	7.6	13.5	0.0	0.0	0.0
4	0.0	15.5	0.0	0.0	7.8	1.7	3.9	17.2	3.4	0.3	0.0	0.0
5	0.0	9.8	0.5	4.4	3.4	4.1	1.2	3.0	2.0	1.4	1.4	0.0
6	0.0	2.0	0.7	4.8	3.5	6.3	1.0	0.6	1.7	0.0	0.0	0.0
7	1.4	3.0	8.8	15.8	5.1	0.0	1.0	3.2	0.0	0.1	0.0	1.5
8	0.0	0.0	14.5	14.8	9.2	4.5	1.6	0.7	1.2	0.3	1.2	0.0
9	0.0	0.1	14.1	1.2	14.2	1.5	1.2	0.0	5.8	0.0	3.0	0.8
10	0.0	0.0	14.2	1.7	7.5	16.4	4.9	0.0	0.5	0.2	0.3	0.0
11	0.0	0.0	1.7	2.5	1.0	13.7	0.8	0.0	5.1	0.0	5.6	0.0
12	0.0	0.0	10.6	7.0	0.0	15.5	2.0	0.3	2.5	0.0	1.0	0.3
13	0.0	0.0	26.2	28.7	0.2	3.6	2.8	0.0	0.0	0.0	4.1	0.0
14	0.0	0.0	19.5	16.6	0.5	6.0	16.2	0.0	0.3	0.0	0.7	0.0
15	0.0	0.0	9.5	1.0	5.1	22.1	9.7	0.0	0.6	3.2	0.7	0.0
16	0.0	0.0	9.2	0.0	34.5	34.0	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
17	0.0	0.0	11.3	0.0	37.2	7.6	1.2	0.0	0.3	0.8	0.3	0.0
18	0.0	0.5	21.5	0.0	13.5	17.1	0.5	1.2	2.0	1.6	1.4	0.0
19	3.5	11.8	16.6	0.0	7.1	41.0	1.4	0.6	1.2	0.0	1.0	0.0
20	1.5	32.5	8.8	0.0	13.6	35.3	7.0	0.6	3.3	0.3	0.8	0.0
21	12.8	0.0	10.3	0.8	10.7	26.5	1.0	0.0	3.2	3.0	1.0	0.0
22	0.0	3.2	14.6	1.5	1.7	49.0	2.9	0.1	3.4	0.0	3.5	0.0
23	0.0	24.9	10.8	7.8	0.1	36.9	1.0	0.3	0.5	8.8	3.4	0.0
24	0.7	5.0	0.0	5.8	0.8	1.1	0.1	0.0	1.4	19.1	0.0	0.8
25	2.4	2.2	0.0	14.3	5.0	0.0	0.8	0.0	0.0	0.8	5.6	3.5
26	0.0	0.0	0.0	6.3	3.0	2.0	2.4	0.0	0.6	1.6	8.5	28.7
27	0.0	0.0	1.1	0.0	4.8	0.8	3.0	2.5	0.3	2.3	0.5	37.5
28	0.1	9.3	2.5	2.9	1.6	1.2	0.0	1.2	1.7	0.0	0.0	31.4
29	0.0	0.5	11.8	3.4	0.0		0.0	13.2	0.0	0.0	0.3	12.7
30	4.0	10.2	5.1	1.6	1.9		1.9	6.3	0.7	1.6	0.6	33.0
31		9.1		3.5	12.6		0.7		1.6		0.0	15.7

TABELA 6.3 PRECIPITAÇÕES MÉDIAS DIARIAS EM MM NA BACIA DO RIO SAPUCAI OBTIDAS POR THIESSEN E PELO ALGORITMO PLIM
ABC HIDROLOGICO 70- 71

DIA	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO
1	0.0	0.0	2.9	6.6	2.4	2.5	0.0	1.4	0.0	0.0	0.0	5.0
2	0.0	0.8	4.6	2.3	2.5	10.8	4.8	0.0	7.5	0.0	3.6	2.7
3	0.0	5.1	1.4	0.0	4.0	0.5	4.6	0.0	5.9	0.0	3.4	0.0
4	0.4	18.2	1.7	0.0	4.3	0.0	1.6	0.1	0.3	0.0	0.0	0.0
5	0.0	2.5	0.0	0.0	0.0	0.1	4.5	0.3	0.0	0.0	0.8	0.0
6	1.7	0.0	0.2	0.0	0.8	2.0	24.2	0.6	6.5	0.0	0.0	0.0
7	8.0	0.0	8.3	0.0	0.1	0.1	20.2	1.5	4.5	0.0	0.0	0.0
8	2.5	0.2	36.9	2.3	0.0	3.4	4.8	5.1	2.4	2.4	0.0	0.0
9	3.8	6.4	0.7	12.7	8.8	13.5	6.6	11.6	0.0	3.0	0.0	0.0
10	5.9	0.3	0.0	8.5	0.0	2.2	16.6	12.5	0.1	0.0	0.0	0.0
11	5.1	0.5	2.5	5.9	6.1	7.6	17.0	5.6	3.5	5.6	0.0	0.1
12	2.0	2.5	4.0	6.6	0.5	2.9	12.3	1.5	2.3	19.9	0.0	0.8
13	2.0	3.2	4.9	1.2	6.8	2.5	14.5	1.4	2.5	9.7	0.0	0.1
14	5.5	0.0	16.0	4.6	39.5	0.2	4.4	1.7	0.1	1.0	0.0	0.0
15	4.5	0.0	3.5	4.1	1.2	0.4	1.1	2.4	0.0	6.8	0.0	0.1
16	22.6	4.6	0.0	18.2	0.0	0.0	0.0	0.8	0.0	15.0	0.0	0.0
17	1.1	0.0	0.0	3.4	4.1	0.0	1.1	1.2	0.0	16.7	0.0	0.2
18	0.0	2.9	3.5	3.0	9.1	0.0	0.4	2.2	0.0	24.9	0.0	0.0
19	0.0	4.6	6.6	11.7	3.6	2.7	0.6	1.2	0.0	8.8	0.1	0.1
20	0.7	5.1	1.6	11.2	11.2	2.3	0.3	0.1	0.0	8.8	0.0	0.0
21	1.7	4.9	3.5	3.0	0.2	5.6	3.3	6.0	0.3	3.5	0.1	0.0
22	5.6	14.5	12.3	4.6	0.1	1.7	4.8	10.3	0.0	0.0	0.0	0.8
23	8.8	3.9	5.0	1.2	0.0	3.5	4.6	15.7	0.0	0.0	0.1	0.1
24	1.2	4.5	0.3	1.0	0.0	0.7	4.0	5.9	1.6	0.0	0.2	0.2
25	6.1	8.0	0.0	1.0	0.0	3.3	1.5	0.0	6.6	0.0	0.2	0.2
26	2.9	5.1	2.8	1.9	0.0	4.8	1.6	0.0	2.4	0.0	0.0	3.8
27	0.0	0.8	1.1	3.5	0.0	0.8	2.9	0.0	0.0	0.0	0.0	2.2
28	1.9	1.1	5.6	3.6	1.9	3.6	9.3	0.0	3.5	0.0	0.0	2.0
29	18.7	6.1	8.0	0.5	1.5		2.3	0.0	0.0	0.0	1.0	0.8
30	0.7	1.2	3.9	0.8	0.0		4.6	0.0	0.0	0.0	8.1	0.6
31		1.9		1.7	2.4		1.2		5.4		3.5	2.9

VI.2 - Evapotranspiração potencial

Não dispõe-se na área em estudo, nem de dados de temperatura, nem de evaporação, para o período em consideração. O trabalho realizado pelo HIDROSERVICE (12), apresenta referências sobre temperaturas médias mensais na região desde aproximadamente 1920-1960. No mesmo é apresentado dados de temperatura de duas estações dentro da área em estudo, que são Itajubá e Campos do Jordão, além de outras estações vizinhas como P. Quatro, São Lourenço.

Conseguiu-se através do Serviço de Meteorologia de Minas Gerais, dados de temperatura média mensal, referentes as estações de São Lourenço e Passa Quatro, no período de 1968-1971.

Com os dados apresentados pela HIDROSERVICE (12), tentou-se estabelecer uma regressão linear múltipla entre São Lourenço e Passa Quatro com Itajubá e depois entre as duas primeiras com C. Jordão. Utilizou-se, para tanto, o programa MRP.

A tabela (6.4) apresenta os valores utilizados para o estudo da regressão linear.

O programa MRP realiza uma análise entre as variáveis independentes para verificar qual a participação de cada uma delas na explicação do comportamento da variável dependente. Assim, em ambos os casos, houve a eliminação de variável P. Quatro, pois sua inclusão não apresentava nenhuma melhoria nos resultados obtidos, quando considerou-se apenas a variável S. Lourenço como independente. Restou então, o estabelecimento de uma regressão linear simples.

Tabela 6.4 - Temperatura média mensal em °C.

Mes	S.Lourenço	P.Quatro	Itajubá	C.Jordão
1	21,9	20,9	22,0	16,4
2	21,6	21,1	22,0	16,0
3	21,1	20,3	21,4	15,6
4	18,8	18,5	19,1	12,7
5	16,0	15,3	16,6	10,5
6	14,0	13,6	15,0	9,1
7	13,4	13,4	14,9	8,1
8	15,5	14,9	16,5	10,1
9	18,0	17,1	18,8	11,1
10	19,5	18,5	20,0	13,7
11	20,6	19,5	21,0	15,7
12	21,1	21,0	21,3	16,1

A tabela (6,5) apresenta o resumo dos resultados finais deste estudo.

Tabela 6.5 - Valores do parâmetro da regressão linear simples para temperaturas mensais.

Variáveis dependentes*	Itajubá	C. Jordão
	Parâmetros	
Coefficiente Regressão	0,8780	0,9877
Parâmetro linear da reta de regressão	2,8452	-5,2982
Coefficiente de Correl.	0,9958	0,9669
Erro padrão da estimativa	0,1816	0,5837

* A variável independente para ambos os casos, foi S.Lourenço

Resulta então, que as retas de regressão se rão:

$$Y_I = 2,8452 + 0,878 X \quad (6.1)$$

$$Y_C = -5,2982 + 0,9877 X \quad (6.2)$$

onde:

Y_I - temperatura média mensal em °C, estimada para Itajubá.

Y_C - idem para Campos do Jordão.

X - temperatura média mensal em °C de São Lourenço.

Com as equações (6,1) e (6.2) e com os dados de temperatura média mensal de São Lourenço para o período 1968-1971, estimou-se os valores das temperaturas médias para Itajubá e Campos do Jordão.

VI.2.2 - Cálculo da evapotranspiração potencial mensal.

VEIHMEYER (32) cita a Thornthwaite que estabeleceu uma equação para cálculo da evapotranspiração potencial mensal, em função da temperatura média mensal, que tem a seguinte forma:

$$EVTMP = 16 \left(\frac{10t}{TE} \right)^a \quad (6.3)$$

sendo:

EVTMP - evapotranspiração potencial mensal em mm.

t - temperatura média mensal em °C.

$$TE = \sum_{i=1}^{12} X_i$$

X_i é o índice de temperatura de Thornthwaite, calculado como:

$$X_i = (t_i/5)^{1,514}$$

i = indicador do mes

$$a = 6,75 * 10^{-7} * (TE)^3 - 7,71 * 10^{-5} * (TE)^2 + 1,792 * 10^{-2} * (TE) + 0,4239$$

A equação (6.3) é correta para um mes de 30 dias, com 12 horas de luz. Assim torna-se necessário fazer-se uma correção em função do número de dias do mes e número de horas de luz do dia. Thornthwaite apresenta os fatores de correções mensais em função da latitude do local. A tabela (6.6) apresenta estes fatores de correção para latitudes sul.

Tabela 6.6 - Fatores de correção para a Evapotranspiração Potencial calculada pela equação de Thornthwaite.*

L.S	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
0	1,04	,94	1,04	1,01	1,04	1,01	1,04	1,01	1,01	1,04	1,01	1,04
10	1,08	,97	1,05	,99	1,01	,96	1,00	,97	1,00	1,06	1,05	1,10
20	1,14	1,00	1,05	,97	,96	,91	,95	,96	1,00	1,08	1,09	1,15
30	1,20	1,03	1,06	,95	,92	,85	,90	,93	1,00	1,12	1,14	1,21
40	1,27	1,07	1,07	,93	,86	,82	,84	,89	1,00	1,15	1,20	1,29
50	1,37	1,13	1,10	,89	,79	,78	,74	,84	,99	1,19	1,29	1,41

* Segundo Criddle - Fonte BERTHELOT (2)

Como a topografia da área em estudo é bastante acidentada, e as duas estações Itajubá e Campos do Jordão, situam-se em altitudes bem divergentes (855 e 1630 m respectivamente), calculou-se a temperatura média mensal para várias altitudes, usando como gradiente térmico o seguinte valor:

$$\text{Grad. térmico mensal} = \frac{Y_I - Y_C}{8,44-16,3} \quad (6.4)$$

onde:

Y_I - valor fornecido pela equação (6.1)

Y_C - valor fornecido pela equação (6.2)

A equação (6.4) fornece o valor que decresce a temperatura média mensal, para cada 100 m que se eleva a partir de Itajubá.

A temperatura média mensal da bacia foi calculada levando-se em consideração as temperaturas para diferentes altitudes, multiplicadas por suas áreas de influência obtidas através da curva hipsométrica. A seguir indica-se as altitudes consideradas e suas respectivas áreas de influência (Tabela 6.7).

Tabela 6.7 - Área de influência em % das diferentes altitudes consideradas para o cálculo da temperatura média na bacia.

Altitude (m)	Área de influência %
Itajubá 844	10,6
900	19,4
1000	12,8
1200	19,1
1500	23,0
Campos do Jordão > 1600	15,1

Após obter a temperatura média mensal, em pregou-se a equação (6.3) para cálculo da evapotranspiração potencial mensal. A tabela (6.8) mostra os resultados encontrados.

Tabela 6.8 - Evapotranspiração potencial mensal em mm obtida através de Thorntwaite.

Mes	ANO HIDROLÓGICO		
	68-69	69-70	70.71
9	77,5	82,1	76,1
10	82,4	76,2	77,5
11	99,1	87,3	82,2
12	96,4	82,4	97,7
1	99,6	90,2	95,6
2	89,4	95,3	99,1
3	90,9	85,0	96,0
4	67,1	74,0	76,0
5	55,1	64,2	56,9
6	54,3	56,9	52,3
7	52,0	48,2	48,9
8	66,0	59,0	65,4

VI.3 - Programa principal

Para integrar as diversas fases de cálculo do modelo elaborou-se um programa, PRINCIPA, que faz a leitura dos dados e condições iniciais e chama as diversas subrotinas que utiliza-se no modelo.

A figura (6.1) apresenta um esquema geral do programa principal. As subrotinas utilizadas pelo programa principal são as seguintes:

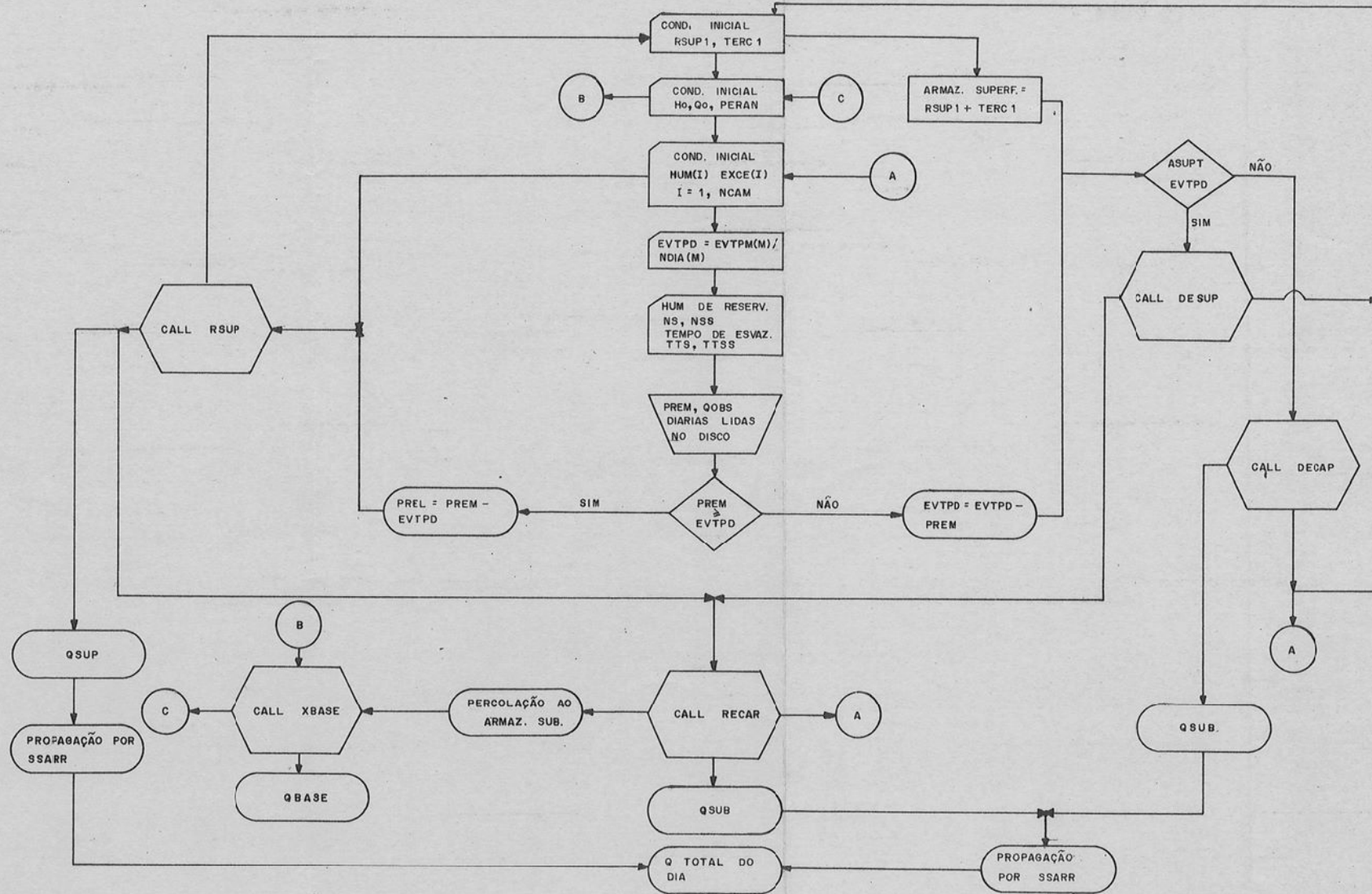


FIG. 6.1- ESQUEMA GERAL DO PROGRAMA PRINCIPAL (PRINCIPA)

- RESUP - realiza os cálculos referentes a intercepção pela cobertura pela cobertura vegetal, e o armazenamento nas depressões superficiais quando a precipitação diária é maior que a evapotranspiração do dia. Fornece ainda os valores do volume de água a infiltrar (PINF) e do escoamento superficial (QSUP).

- RECAR - realiza os cálculos referentes à infiltração e escoamento subsuperficial (QSUB) e percolação (PERC) quando a evapotranspiração potencial é menor a precipitação ou que o armazenamento subsuperficial (QSUB).

- DESUP - realiza os cálculos referentes à intercepção e armazenamento nas depressões superficiais, quando a precipitação é menor que a evapotranspiração potencial. Neste caso, há evaporação desde o armazenamento superficial total. Fornece as condições finais de TERC2 e RSUP2, além da infiltração (PINF) desde RSUP1.

- DECAP - realiza o balanço hídrico nas camadas quando há evaporação de umidade contida nas mesmas. Calcula o escoamento subsuperficial (QSUB) e a percolação (PERC).

- XBASE - realiza os cálculos referentes ao escoamento de base (QBASE) e faz o balanço hídrico do reservatório da zona saturada (lençol freático), fornece ao final de cada dia o valor de PERAN (percolação do dia anterior).

- QSARR - realiza a propagação das componentes superficial e subsuperficial, dia a dia.

- CURVA - realiza a plotagem simultânea dos hidrogramas (observado e calculado) e do hietograma.

Além destas subrotinas principais, o programa utiliza da FUNCTION MONTH que fornece o número de dias de cada mes de um determinado ano, e das subrotinas TSTRT e STOP que permitem a introdução do ARITHIMETIC TRACE para possibilitar a detecção de erros do programa.

VI.4 - Processo de ajuste do modelo

Para o ajuste do modelo tomou-se como base as descargas observadas na seção de Santa Rita do Sapucaí, que são mostradas na tabela (6.9). Os parâmetros incluídos no modelo foram os seguintes:

ALFA, BETA e GAMA - que permitem o cálculo da interceptação. Na tabela (3.1) apresentou-se algumas indicações para seus valores em função da cobertura vegetal.

F0, Fc, DELTA - permitem o cálculo da infiltração e percolação. F0 e Fc variam de 0 a 1, sendo que F0 deve ser sempre maior que Fc. Uma primeira indicação para seus valores é a verificação da efetividade da precipitação na formação do escoamento superficial e subsuperficial. DELTA influencia na concavidade da curva de variação dos valores de F.

- EPSIL - determina a percentagem de evaporação que ocorre desde a interceptação e conseqüentemente desde o armazenamento nas depressões.

- CMINT - capacidade máxima de interceptação da cobertura vegetal. Depende do tipo, densidade e estação do ano.

- RSUPM - retenção superficial máxima, depende da topografia e do tipo de solo. VIESSMAN et alii

TABELA 6.9 DESCARGAS MEDIAS DIARIAS EM M**3/S NO RIO SA
 PUCAI GUACU SECAD DE SANTA RITA DO SAPUCAI
 ANO HIDROLOGICO 68- 69

DIA	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO
1	22.9	19.7	29.2	73.1	72.8	88.1	112.0	48.0	31.5	44.5	23.5	21.7
2	25.5	22.6	26.2	82.1	48.0	66.8	114.5	42.7	30.5	38.8	23.7	20.5
3	24.4	37.8	27.0	111.5	38.5	58.0	120.0	62.0	30.2	38.2	23.5	21.7
4	27.7	26.7	25.6	127.5	34.2	60.6	123.0	60.0	29.9	43.5	23.5	29.5
5	37.5	21.0	23.1	134.0	50.0	60.3	124.5	48.0	29.5	40.9	23.7	34.2
6	34.9	19.5	22.9	138.0	40.9	57.0	110.5	48.0	29.2	32.9	23.1	26.5
7	31.5	18.2	21.5	129.0	36.5	48.9	90.1	64.6	28.9	29.9	22.9	23.7
8	25.0	18.0	20.1	81.1	32.5	44.9	79.0	52.0	28.9	28.9	23.1	27.7
9	22.6	17.7	20.1	54.0	31.5	43.0	68.0	48.5	28.9	28.5	23.1	26.5
10	22.2	17.7	20.5	47.0	35.8	39.5	61.0	54.0	28.5	28.2	23.1	23.7
11	22.1	17.5	18.6	40.9	46.7	36.8	61.0	46.7	28.5	28.0	23.1	22.2
12	21.7	17.5	18.0	34.9	40.2	35.8	55.5	42.4	28.2	27.7	23.1	21.5
13	21.5	17.5	17.5	31.5	30.2	43.5	53.5	40.5	28.2	27.4	23.1	21.5
14	21.0	17.7	16.9	28.5	29.2	79.0	51.0	43.5	28.2	27.4	23.1	20.7
15	20.7	17.5	16.4	27.0	28.5	86.3	54.0	41.3	28.2	27.0	23.1	20.5
16	20.5	17.5	16.1	26.2	32.2	85.8	50.7	38.5	28.0	26.7	23.1	22.2
17	20.1	20.5	15.7	26.5	40.5	64.6	46.7	36.2	28.0	26.5	22.6	26.2
18	19.7	29.2	15.6	33.2	39.9	58.0	44.9	35.5	28.0	26.2	22.2	25.6
19	19.7	32.2	15.7	38.2	39.9	47.0	42.4	34.2	27.7	25.9	22.1	22.6
20	19.7	32.2	16.9	34.5	44.5	52.0	40.5	33.5	27.7	25.9	22.1	21.0
21	19.7	25.0	16.1	29.5	37.5	64.0	39.9	33.2	27.4	25.9	21.5	21.0
22	22.1	22.1	15.2	27.4	38.8	78.5	39.0	33.9	27.4	25.9	21.5	21.0
23	21.5	30.5	15.0	23.5	43.8	85.8	41.7	33.5	27.0	25.9	21.5	21.0
24	20.7	47.4	15.0	22.9	66.0	95.3	46.3	35.8	27.0	24.7	21.5	20.5
25	20.5	38.2	15.2	22.1	95.3	105.8	46.3	38.8	27.0	24.7	21.2	20.5
26	19.7	42.7	15.6	23.5	109.6	120.0	43.0	41.7	27.4	24.4	21.5	19.5
27	19.2	35.5	17.5	26.2	118.0	124.0	40.9	34.5	27.4	24.4	21.2	19.2
28	19.0	27.0	15.6	36.5	124.5	120.5	39.5	30.9	27.0	24.4	20.5	19.2
29	18.6	22.9	22.1	46.3	115.5		39.5	31.5	27.7	24.1	20.5	19.2
30	18.6	23.1	46.3	66.8	112.0		43.5	33.2	35.8	24.1	20.1	19.2
31		27.0		81.1	110.0		46.0		56.0		20.5	19.0

TABELA 6.9 DESCARGAS MEDIAS DIARIA EM M**3/S NO RIO SA
 PUCAI GUACU SECAO DE SANTA RITA DO SAPUCAI
 ANO HIDROLOGICO 69- 70

DIA	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO
1	18.6	15.2	41.7	57.0	33.5	74.5	236.8	71.0	61.5	40.9	37.8	31.9
2	17.7	21.0	49.5	56.3	38.8	71.0	222.6	75.4	57.5	40.2	37.8	30.9
3	17.7	23.7	35.5	52.6	41.7	63.5	209.5	74.1	56.3	39.9	37.2	30.2
4	17.5	23.7	29.9	46.3	52.6	66.8	194.0	78.1	61.5	39.9	36.2	29.2
5	17.5	35.2	27.0	43.0	55.5	65.1	179.3	81.6	57.0	39.9	35.8	29.2
6	17.5	34.5	24.4	40.5	44.9	67.1	162.0	86.8	54.3	39.0	35.2	29.9
7	17.5	33.9	24.7	49.2	40.9	71.0	151.0	80.3	52.3	38.5	35.2	29.2
8	17.2	29.2	27.0	59.5	43.0	62.0	139.5	79.0	50.0	38.2	34.5	29.2
9	16.9	25.0	31.2	64.6	44.2	56.3	129.5	75.9	50.0	38.2	34.5	29.2
10	16.9	22.1	42.7	66.0	54.3	53.5	120.5	72.8	50.0	38.5	34.9	29.9
11	17.5	21.0	59.5	59.5	64.0	106.6	115.5	69.6	50.0	39.0	34.9	29.2
12	17.5	19.5	54.0	47.4	56.0	89.1	110.0	65.1	50.0	38.8	34.9	28.9
13	16.6	18.0	46.3	48.0	42.7	98.6	106.6	64.3	51.0	37.8	35.2	28.2
14	16.4	17.2	54.3	64.0	38.5	100.5	108.6	62.3	48.9	37.2	35.2	28.0
15	16.1	16.6	83.5	84.0	37.2	102.0	111.5	60.3	47.4	37.8	35.2	27.7
16	15.7	16.4	100.0	93.9	38.8	107.1	113.5	58.6	46.3	37.5	34.9	26.7
17	15.7	15.7	109.1	83.1	74.1	115.5	114.0	58.0	46.3	38.8	33.9	26.5
18	15.7	15.7	112.5	60.6	101.5	128.5	117.5	57.0	45.3	37.8	33.2	26.2
19	15.7	16.1	116.5	52.0	117.5	142.5	115.0	56.3	44.5	37.2	32.9	26.2
20	15.2	28.9	121.0	46.0	148.5	172.3	112.0	55.0	44.2	36.2	31.9	26.5
21	16.9	52.0	126.5	41.3	190.3	202.7	107.1	56.0	44.9	35.8	31.9	26.2
22	22.1	44.5	129.0	38.8	193.3	234.2	108.6	55.0	46.3	36.8	32.5	26.5
23	20.1	34.5	128.0	43.0	181.1	314.2	103.3	54.3	46.7	35.5	32.5	26.2
24	17.2	60.0	116.0	43.5	160.0	311.0	94.8	53.5	45.3	39.5	33.5	25.6
25	16.4	64.6	105.8	43.8	144.0	307.7	87.6	52.3	44.2	48.0	34.2	25.0
26	16.4	39.9	79.4	43.5	109.6	297.2	82.6	51.5	43.5	50.3	34.2	26.5
27	16.1	29.2	60.3	42.0	89.6	273.9	79.4	51.5	42.7	46.0	37.8	36.5
28	15.2	26.2	55.5	40.2	81.1	253.2	80.8	50.7	42.0	43.5	41.3	66.0
29	15.2	25.0	49.5	36.5	76.6		77.6	51.0	41.7	39.9	37.8	85.8
30	15.0	29.2	51.0	34.5	68.5		74.5	57.5	40.9	38.2	33.5	99.1
31		28.2		32.5	69.3		72.3		40.5		32.2	97.6

TABELA 6.9 DESCARGAS MEDIAS DIARIAS EM M**3/S NO RIO SA
 PUCAI GUACU SECAO DE SANTA RITA DO SAPUCAI
 ANO HIDROLOGICO 70- 71

DIA	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO
1	103.8	52.3	34.5	48.0	29.2	23.1	26.2	52.0	29.9	25.2	30.2	23.5
2	101.5	38.0	32.2	47.8	28.5	23.1	22.9	38.8	34.9	24.4	30.2	23.5
3	68.5	35.8	30.9	44.2	34.5	23.5	22.9	35.8	49.5	23.5	30.9	23.1
4	54.6	37.5	30.2	40.2	36.8	25.9	24.7	32.9	41.7	23.1	30.9	23.1
5	48.0	48.9	32.5	36.5	34.2	23.7	23.5	30.5	33.5	23.1	31.2	23.1
6	42.0	56.0	32.2	32.2	30.5	22.1	29.5	30.5	31.5	22.9	30.2	22.2
7	39.0	46.0	32.2	30.9	27.4	22.1	47.8	29.9	31.2	22.6	29.2	22.2
8	42.4	40.5	41.3	29.5	26.7	22.6	65.5	35.8	31.5	22.9	28.5	22.2
9	40.2	36.2	71.9	28.5	24.7	24.4	71.0	50.0	29.2	23.1	27.7	22.2
10	37.2	36.5	93.4	28.9	24.1	22.9	54.6	62.0	28.9	23.1	27.0	22.1
11	44.5	36.2	90.1	39.0	24.4	25.0	51.0	76.6	28.2	24.4	27.0	21.7
12	59.0	32.2	60.3	45.5	24.1	26.7	64.3	68.5	27.0	30.2	25.9	22.1
13	48.5	31.9	52.6	43.0	30.9	25.2	79.0	55.0	26.2	22.9	25.6	21.7
14	41.3	32.9	46.0	37.2	36.5	25.2	82.1	48.0	26.2	22.9	25.9	22.1
15	40.2	31.9	57.5	34.2	57.5	23.5	72.8	37.8	26.7	23.1	25.6	22.1
16	40.2	30.2	64.6	34.5	67.1	21.7	57.0	35.2	56.0	36.8	25.0	21.5
17	54.3	29.2	48.9	41.7	63.5	21.0	50.3	34.2	25.2	21.7	25.0	21.0
18	70.1	28.5	40.5	52.6	56.6	20.5	39.5	35.8	34.9	49.2	24.4	20.1
19	57.0	28.2	39.5	42.7	61.5	19.5	35.5	34.5	25.0	61.5	23.7	20.1
20	44.2	35.8	36.2	43.0	57.5	19.5	34.2	34.2	25.2	73.6	23.7	20.1
21	39.0	37.2	35.8	63.5	48.0	21.0	33.9	34.5	25.0	84.5	24.4	20.1
22	36.2	33.9	35.5	59.5	39.5	23.5	29.9	31.9	24.4	65.1	24.4	20.1
23	37.8	39.0	35.8	43.8	33.5	23.1	34.9	38.2	24.1	62.3	24.1	20.7
24	45.5	47.4	43.0	39.5	29.9	22.1	36.2	43.0	23.5	49.2	24.1	21.0
25	37.8	52.6	38.2	33.9	27.4	21.7	38.8	53.5	24.1	41.7	24.1	20.1
26	36.8	52.3	34.9	33.5	25.9	23.7	39.0	42.0	26.5	37.5	22.9	20.7
27	38.8	57.5	33.5	35.0	25.2	32.2	34.9	33.5	29.2	33.9	22.2	21.0
28	35.2	53.0	32.9	34.2	24.1	29.5	33.5	32.5	27.4	31.9	22.9	21.2
29	35.5	42.0	34.9	32.2	24.1		39.0	31.2	27.4	31.5	23.1	21.0
30	50.3	38.5	41.7	28.5	23.1		50.0	29.2	26.5	31.9	23.5	21.0
31		38.8		27.0	23.1		51.0		25.2		23.5	21.5

(33) apresentam melhores detalhes sobre estes dois últimos parâmetros.

CAPCA, HUMSA, NCAM - são parâmetros que dependem do tipo do solo. HIDALGO (11) apresenta com bastante detalhe indicações para determinação dos valores de CAPCA e HUMSA e suas influências no comportamento do solo. NCAM pode ser determinado por um levantamento pedológico. Seus valores tem influência na variação das reservas de umidade no solo de um ano para outro.

- CK1 - permite o cálculo do escoamento subsuperficial. Como primeira indicação para sua determinação é a observação dos valores das descargas registradas logo após a ocorrência de uma cheia.

- K - constante de recessão - determinada através dos valores das descargas observadas, num período de estiagem. Determinou-se seu valor através da expressão:

$$Q = Q_0 * K^t$$

tomando-se para valor de Q, 28,4 m³/s (ocorrido em 11/06/69) e para Q₀, 20,2 m³/s (ocorrido em 30/07/69), portanto t = 50, resultando assim:

$$K = \left(\frac{Q}{Q_0}\right)^{1/t} \quad K = 0,99$$

K1 - constante de ascensão do hidrograma de base. Seu valor deve ser sempre menor do que o de K para permitir que haja uma recuperação nos valores de QBASE.

NS - número de reservatórios considerados na propagação da componente superficial. Depende da topografia da área.

TTS - tempo total de esvaziamento dos NS reservatórios. Depende das características físicas da bacia, está associado com o tempo de concentração da mesma.

NSS, TTSS - dependem das características físicas da zona de aeração do solo.

A verificação do ajuste do modelo, foi feita levando-se em conta os seguintes índices estatísticos:

a) Coeficientes de escoamento, obtido através da relação : volume escoado no ano / volume precipitado no ano.

b) Raiz do desvio quadrado médio.

$$RDQME = \frac{\sum (QOBS - QCALC)^2}{365}$$

c) Diferença percentual entre os volumes escoados mensalmente (observados e calculados)

d) Diferença percentual no volume escoado anualmente.

e) Eficiência - calculada da seguinte forma:

$$EFIC = \frac{\sum (QOBS - QMED ANUAL)^2 - (QOBS - QCALC)^2}{\sum (QOBS - QMEDANUAL)^2}$$

f) descarga máxima anual

g) descarga mínima anual

Apresenta-se na tabela (6.10) os valores finais dos parâmetros. Não pôde-se utilizar, para o processo de ajuste do modelo, os métodos indicados por Rosenbrock citado por CLARKE (5) e o da CORMARY e GUILBOT (7) por haver um grande número de parâmetros.

Tabela 6.10 - Valores finais dos parâmetros considerados no modelo.

Parâmetros	Valores	Dimensão
ALFA	0,51	mm
BETA	0,40	-
GAMA	1,00	-
CMINT	1,50	mm
RSUPM	2,0	mm
F0	0,99	-
Fc	0,82	-
DELTA	0,93	-
EPSIL	80,0	mm
CAPCA	110,00	mm
HUMSA	80,0	h
NCAM	3	-
CK1	0,10	-
K	0,99	-
K1	0,85	-
NS	2	-
TTS	60,8	h
NSS	5	-
TTSS	140,90	h

Além destes, o modelo utiliza-se de mais um parâmetro PERMI, que foi fixado em 0,5 mm, significando que abaixo deste valor, a percolação que aporta ao lençol freático, não é capaz de modificar os valores de Q0.

A tabela (6.11) apresenta os valores de alguns índices estatísticos utilizados.

Tabela 6.11 - Valores dos índices estatísticos empregados para verificação do ajustamento do modelo.

Índices Estatísticos	ANO HIDROLÓGICO					
	68-69		69-70		70-71	
	CALCUL	OBSERV	CALCUL	OBSERV	CALCUL	OBSERV
Coef.de Escoa- mento	0,35	0,34	0,38	0,34	0,38	0,41
RDQME	12,52	-	15,06	-	21,17	-
Desc.Máx.anual (m ³ /s)	155,0	138,0	383,0	314,0	129,0	84,0
Desc.Min.anual	17,3	15,0	17,8	15,0	23,3	20,1
EFICIÊNCIA	0,95		0,88		0,85	

Na tabela (6.12) apresenta-se os volumes escoados mensalmente (observado e calculado) além da diferença percentual entre os mesmos e anual.

Na figura (6.2) ilustra-se o traçado dos hidrogramas observado e simulado com valores diários.

Tabela 6.12 - Volumes escoados mensalmente em 10^6 m^3 , e diferenças percentuais mensais e anuais.

Meses	ANO HIDROLÓGICO								
	68-69			69-70			70-71		
	Vol.Obs	Vol.Calc	Dif.Perc.	Vol.Obs	Vol.Calc	Dif.Perc.	Vol.Obs	Vol.Calc	Dif.Perc
Set	58,9	58,4	-0,009	43,9	47,2	0,075	127,0	134,2	0,057
Out	67,4	70,1	0,041	76,2	71,4	-0,063	106,9	109,8	0,027
Nov	51,6	51,7	0,001	180,7	167,7	-0,071	115,2	125,5	0,089
Dez	147,3	150,4	0,020	139,5	148,1	0,061	104,7	112,2	0,072
Jan	152,4	165,0	0,085	218,7	241,0	0,101	95,1	110,5	0,162
Fev	168,5	159,1	-0,055	346,2	355,4	0,026	56,9	62,6	0,100
Mar	170,6	182,2	0,068	331,1	311,1	-0,062	118,9	130,2	0,095
Abr	109,5	99,2	-0,094	165,5	127,8	-0,228	106,1	98,4	0,072
Mai	79,0	72,9	-0,077	129,9	102,9	-0,208	80,0	80,6	0,008
Jun	75,3	71,4	-0,051	102,3	85,4	-0,165	92,4	120,4	0,303
Jul	59,8	60,2	0,006	93,5	78,7	-0,157	69,7	70,4	0,010
Ago	60,4	61,9	0,025	96,2	89,4	-0,070	57,8	62,8	0,086
Dif.Per.Anuual - 0,0033			-0,0634			0,0901			

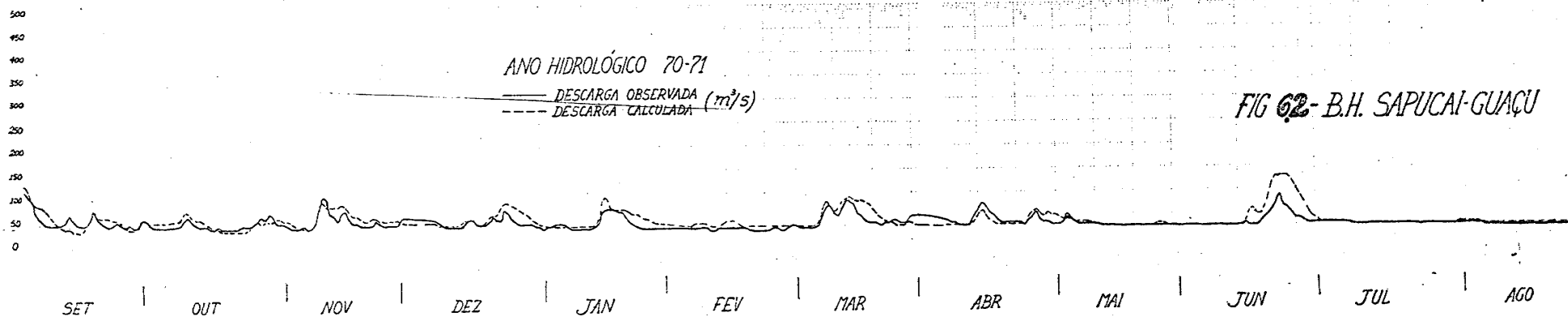
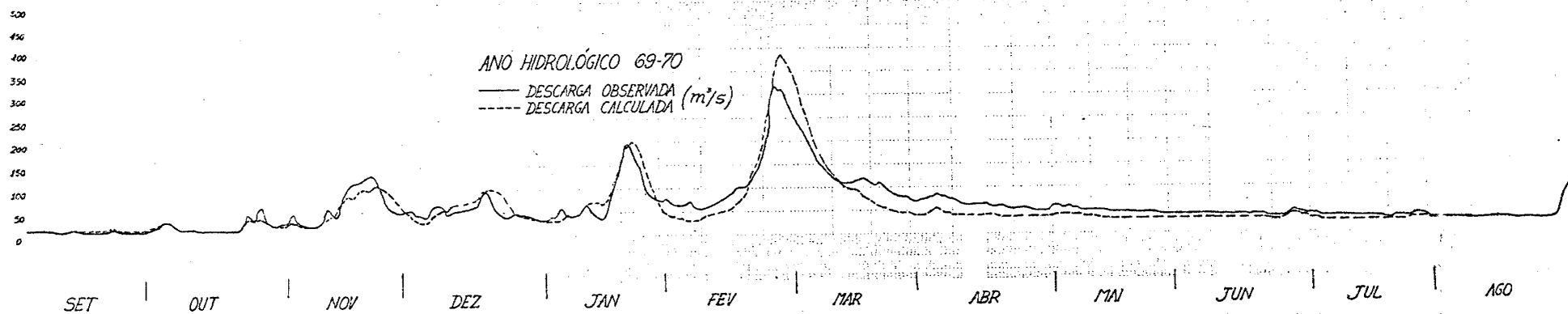
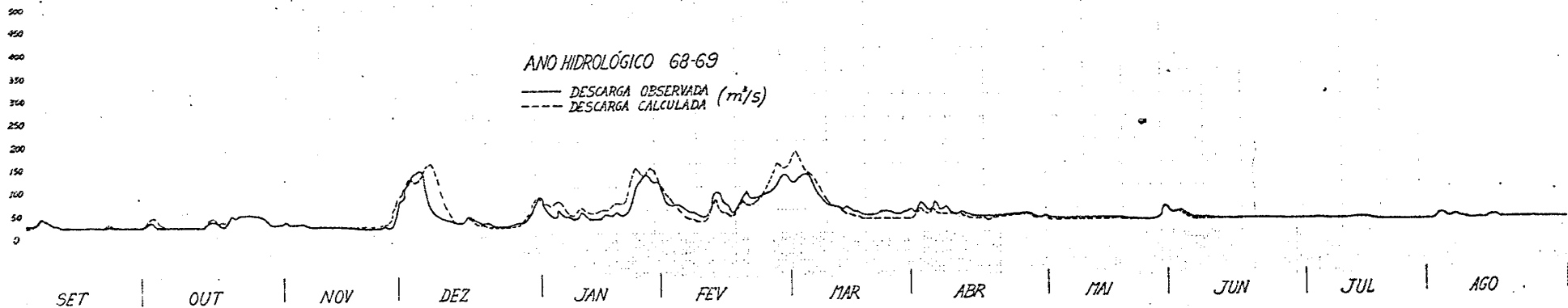


FIG 62- B.H. SAPUCAI-GUAÇU

CAPÍTULO VII

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

VII.1 - Conclusões

Verificando-se os índices estatísticos apresentados no capítulo anterior, e mais detalhadamente a figura (6.2), nota-se que o modelo não apresenta-se em condições de ser utilizado para síntese de descargas diárias. No entanto, poderia ser utilizado para geração de escoamentos mensais, pois os resultados obtidos podem ser considerados como bons.

Nos tres anos em consideração, o ano hidrológico 69-70, foi o mais úmido e foi onde o modelo mostrou-se menos eficiente, principalmente nos meses de fevereiro a maio, onde cre-se que tenha havido um transbordamento de água da caixa (canal) do rio, provocando inundação e represamento no vale, acarretando uma atenuação do pico de cheia e uma permanência por um período mais prolongado com valores altos de vazões.

Como no modelo tentou-se levar em consideração o maior número possível dos fatores que envolvem o comportamento da bacia, não se pode, para cada processo de cálculo, desenvolver-se algoritmos de cálculos que levassem em conta todas as minúcias do mesmo. Isto implicou em simplificações e na existência de empirismo em alguns dos processos de cálculo.

No caso específico da infiltração, por exemplo, o fator F que a determina é calculado em função

das condições de umidade das camadas do solo. Assim, se após o cálculo de F encontrar-se para seu valor, 0,9, qualquer que a intensidade da precipitação disponível para infiltrar-se, 90% dela será infiltrada. Não levando-se em conta a capacidade de infiltração instantânea do solo.

Também, no cálculo do escoamento de base, o processo é muito empírico e bastante falho, pois qualquer quantidade de água que aporta ao lençol freático, acima do valor de PERMI, tem o mesmo efeito sobre os valores de Q0.

No cálculo da precipitação média sobre a bacia, não levou-se em consideração a distância dos postos pluviométricos, para a seção de controle. Este aspecto tem grande influência no tempo de resposta da bacia para uma precipitação ocorrida, principalmente levando-se em conta as dimensões da área onde aplicou-se o modelo. Fede-se notar em alguns casos a defasagem entre os picos simulados, e os observados apesar de ter-se levado em consideração os parâmetros NS, TTS, NSS, TTSS que permitem em parte ajustar esta defasagem.

Porém, apesar de todas as deficiências apresentadas, cre-se que o presente trabalho com algumas remodificações, principalmente nos itens antes mencionados, será de grande valia para previsão de cheias, para extensão de registros fluviométricos e para balanço hídrico da bacia hidrográfica.

VII.2 - Sugestões

Além daquelas já contidas no item anterior, sugere-se a aplicação do modelo em uma área menor, onde possa-se obter melhores informações dos parâmetros,

principalmente os relativos aos aspectos físicos e geológicos do solo e cobertura vegetal. Assim, poder-se-á fazer-se um melhor juízo da validade do modelo.

Com efeito, seria interessante a continuação da pesquisa do modelo, com o fim de possibilitar um melhor refinamento, em particular, nos algoritmos que apresentar-se bem simplificados.

Assim, cre-se ter alcançado mais um objetivo, qual seja, o de dar as bases fundamentais de um instrumento, talvez muito sofisticado, mais que procurou levar em conta os diferentes fenômenos que relacionam chuvas e descargas.

A partir do presente trabalho, abrem-se perspectivas no campo dos futuros pesquisadores, de se obter um modelo matemático determinístico, que hoje encontra-se estabelecido com algumas ressalvas, mas que poderá permitir a descrição dos elementos componentes do ciclo hidrológico.

CAPÍTULO VIII

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

- 1 - ANDERSON, James A. Runoff evaluation and streamflow simulation by computer. Portland, Engineer Division, North Pacific, 1969. Sect. 2, p.1-8, Sect. 3, p.1-8.
- 2 - BERTHELOT, Roger M. et alii. Notas de aulas do curso de hidrometeorologia. Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS |1973| 1v. |Não publicado|.
- 3 - BERTHELOT, Roger M. & MUÑOZ ESPINOSA, Héctor Raúl. Simulação hidrológica; modelo pluvio-hidrométrico para síntese de descargas em bacias de regime fluvial. Porto Alegre, Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS |1973| 31f. |Não publicado|.
- 4 - CHOW, Ven te. Runoff. In: _____. Handbook of applied hydrology. New York, McGraw-Hill, c1964. Sect. 14, p.27-30.
- 5 - CLARKE, R. T. Mathematical models in hydrology. Rome, FAO, 1973. p.1-14.
- 6 - COMISSÃO INTERESTADUAL DA BACIA PARANÁ-URUGUAI. Solos da Bacia Paraná-Uruquai. São Paulo, 1961. p. 78.
- 7 - CORMARY, Y. & GUILBOT, A. Ajustement et réglage des modèles déterministes; méthode de calage des paramètres. La Houille Blanche, 26(2):131-40, 1971.
- 8 - DAWDY, D. R. & MATALAS, N. C. Statistical and probability analysis of hydrologic data. Part III.

Analysis of variance, covariance and time series.
In: CHOW, Ven Te. Handbook of applied hydrology.
New York, McGraw-Hill, c1964. Sect. 8, pt. 3, p.
68-90.

- 9 - FREEZE, R. Allan. Role of subsurface flow in generating surface runoff; 1. Base flow contributions to channel flow. Water Resources Research, Washington, 8 (3):609-23, June, 1972.
- 10 - HALL, Francis R. Base-flow recessions - A review. Water Resources Research, Washington, 4(5):973-83, Oct., 1968.
- 11 - HIDALGO GRANADOS, Antonio. Metodos modernos de riego de superficie. Madrid, Aguilar, 1971. p.114-28.
- 12 - HIDROSERVICE. Estudos integrados para o aproveitamento dos recursos hidráulicos da bacia do alto e médio Sapucaí no estado de Minas Gerais; aspectos do clima e da hidrologia. São Paulo, s.d. v.2.
- 13 - JACQUET, J. Aspects généraux de la représentation mathématique des phnomnes en hydrologie de surface. La Houille Blanche, Grenoble, 26(2):105-10, 1971.
- 14 - LINSLEY, Ray K., et alii. Applied hydrology. New York, McGraw-Hill, 1949. 689p.
- 15 - _____ . Hidrologia para ingenieros. Panama, McGraw-Hill, c1967. 350p.
- 16 - MEYER, Charles F. Surrogate modeling. Water Resources Research, Washington, 8(1):212-6, Feb., 1972.

- 17 - MODELO matemático do regime de deflúvios de uma bacia; aplicação à Bacia de Lliu-Lliu - Chile. s.n.t.
- 18 - MONIZ, Antonio C. et alii. Elementos de hidrologia. São Paulo, Polígono, Ed. da USP, 1972. p.46-55.
- 19 - MOTTA, Victor Freire. Curso de teoria da semelhança. Porto Alegre, Ed. da URS, 1972. p.11-23.
- 20 - MUÑOZ ESPINOSA, Héctor Raúl. Aproximación a un modelo determinístico de simulación pluvio-hidrológica. Porto Alegre, UFRGS, UNESCO, 1972. 1v. Tese (mestrado hidrol. apl.) - Inst. Pesq. Hidrául., UFRGS, Porto Alegre, 1972. |Não publicado|.
- 21 - MUSGRAVE, G. W. & HOLTAN, H. N. Infiltration. In: CHOW, Ven Te. Handbook of applied hydrology. New York, McGraw-Hill, 1964. Sect. 12.
- 22 - NEVES, Eurico Trindade. Curso de hidráulica. 2.ed. Porto Alegre, Globo, 1970. p.171-84.
- 23 - PACITTI, Tercio. Fortran-monitor; princípios. 2.ed. rev. atualiz. Rio de Janeiro, Ao Livro Técnico, 1972. 347p.
- 24 - PARMELE, Leslie H. Errors in output of hydrologic models due to errors in input potential evapotranspiration. Water Resources Research, Washington, 8 (2):348-59, Apr., 1972.
- 25 - PFAFSTETTER, Otto. Dados pluviométricos; análise de consistência. Saneamento, Rio de Janeiro, 27(46): 72-81, jan./jun., 1973.

- 26 - PINTO, Nelson L. de Sousa et alii. Hidrologia de su perfície. 2.ed. São Paulo, Edgard Blücher, 1973. 179p.
- 27 - REMENIERAS, G. Tratado de hidrologia aplicada. Barcelona, ETA, 1971. p.64-180.
- 28 - ROCHE, M. Les divers types de modèles déterministes. La Houille Blanche, 26(2):111-30, 1971.
- 29 - SÁNCHEZ ORDÓÑEZ, Julio. Previsión de crecidas en el Rio Cauca a través de un modelo determinístico. Porto Alegre, UFRGS, UNESCO, 1973. Iv. Tese (mestrado hidrol. apl.) - Inst. Pesq. Hidrául., UFRGS, Porto Alegre, 1973. |Não publicada|.
- 30 - SINGH, Krishan P. Some factors affecting baseflow. Water Resources Research, 4(5):985-99, Oct., 1968.
- 31 - SING, Krishan P. & STALL, John B. Derivation of base flow recession curves and parameters. Water Resources Research, Washington, 7(2):292-303, Apr., 1971.
- 32 - VEIHMEYER, Franz J. Evapotranspiration. In: CHOW, Ven Te. Handbook of applied hydrology. New York, Mc-Graw-Hill, 1964. Sect. 11, p.1-38.
- 33 - VIESSAMAN, Warren, Jr. et alii. Introduction to hydrology. New York, Intext Educational Publishers, 1972. 415p.
- 34 - YEVJEVICH, Vujica. Probability and statistics in hydrology. Fort Collins, Water Resources Publications, 1972. p.1-8.

ANEXO

LISTAGENS DOS PROGRAMAS E SUBROTINAS

PROGRAMAS

- 1 - PRINCIPA
- 2 - THIESSEN
- 3 - GRAVAÇÃO
- 4 - CORRELAI
- 5 - PLOTA
- 6 - CORRELA
- 7 - DESCARGA
- 8 - THORNTW

SUBROTINAS

- 1 - EXTRA
- 2 - TAB
- 3 - CURVA
- 4 - RESUP
- 5 - DESUP
- 6 - RECAR
- 7 - DECAF
- 8 - XBASE
- 9 - QSAPR

PAGE 1 PRINCIPA

// JOB 0035

PRINCIPA

LOG DRIVE CART SPEC CART AVAIL PHY DRIVE
0000 0035 0035 0000

V2 M11 ACTUAL 16K CONFIG 16K

// FOR

*LIST SOURCE PROGRAM

*ONE WORD INTEGERS

*TRANSFER TRACE

*IOCS(2501READER,1403PRINTER,1132PRINTER,DISK)

*ARITHMETIC TRACE

C

C PROGRAMA PRINCIPAL PARA SINTESE DOS DEFLUVIOS DIARIOS

C NA BACIA DO RIO SAPUCAI, EM FUNCAO DAS PRECIPITACOES

C DIARIAS OBSERVADAS NA AREA.

C O PROGRAMA UTILIZA AS SEGUINTE SUBROTINAS

C 1 RESUP

C 2 RECAR

C 3 DESUP

C 4 DECAP

C 5 XBASE

C 6 QSARR

C 7 CURVA

C

INTEGER CHAVE

DIMENSION HUM(20),EXCE(20),PERC(21),HUMDI(20),TOTDI(20),ETPM(12,4)

*,IPREM(31),IDESC(31),FSUP(51),FSUB(51),VEMO(12),VEMC(12),DIPM(12),

*QMEAN(3),SETPR(12)

DEFINE FILE 1(36,31,U,JULIA),2(36,32,U,MARTE)

IMPL=5

IMPR=5

C

C LEITURA E IMPRESSAO DOS PARAMETROS

C

C PARAMETROS QUE INFLUENCIAM NA INTERCEPCAO E

C RETENCAO SUPERFICIAL

C

C READ(8,100)ALFA, BETA,GAMA,CMINT,RSUPM

C

C PARAMETROS QUE INFLUENCIAM A INFILTRACAO , A

C PERCOLACAO E O FLUXO SUPERFICIAL

C

C READ(8,101)FO,FC,DELTA,CAPCA,HUMSA,ITS,ATS,NS,NCAM

C

C PARAMETROS QUE INFLUENCIAM O FLUXO SUBSUPERFICIAL

C

C READ(8,102)CK1,CAPA,TTSS,ATSS,NSS,NT

C

C PARAMETROS QUE INFLUENCIAM NA EVAPOTRANSPIRACAO

C QUANDO A MESMA E MAIOR QUE A PRECIPITACAO

C

C READ(8,103)EPSIL,C,CAPA1,PERMI,(QMEAN(I),I=1,3)

C WRITE(IMPR,104)ALFA,BETA,GAMA,CMINT,RSUPM

C WRITE(IMPR,105)FO,FC,DELTA,CAPCA,HUMSA,ITS,NS,ATS,NCAM

C WRITE(IMPR,106)CK1,CAPA,TTSS,NSS,ATSS,NT

C WRITE(IMPR,107)EPSIL,C,CAPA1,PERMI

```

C
C      LEITURA DOS VALORES 'YMAX', 'YMIN' E 'PMAX'
C      PARA CALCULO DAS ESCALAS DAS ORDENADAS PARA
C      PLOTAGEM PELA IMPRESSORA
C
C      READ(8,108)YMAX,YMIN,PMAX
C
C      LEITURA E IMPRESSAO DAS CONDICÕES INICIAIS
C
C      INTERCEPCAO E RETENSAO SUPERFICIAL
C
C      READ(8,103)TERC1,RSUP1
C
C      UMIDADE E EXCESSO DE AGUA NAS CAMADAS, CONDICÕES
C      INICIAIS DE HO E QO
C
C      READ(8,109)(HUM(I),I=1,NCAM),(EXCE(I),I=1,NCAM),HO,QO
C      WRITE(IMPR,110)TERC1,RSUP1
C      WRITE(IMPR,111)(HUM(I),I=1,NCAM),(EXCE(I),I=1,NCAM),HO,QO
C
C      VALORES MEDIOS MENSAIS DA EVAPOTRASNPIRACAO POTENCIAL
C      FORNECIDOS PELO BALANCO HIDRICO SEGUNDO THORNTWAITE
C
C      READ(8,112)((ETPM(M,IA),M=1,12),IA=1,4)
C      WRITE(IMPR,113)((ETPM(M,IA),M=1,12),IA=1,4)
C      READ(8,114)NUANO,IANDI,IANDF,MESI,MESF,AREAT
C      JULIA=1
C      MARTE=1
C      DO 997 I=1,NCAM
C      PERC(I)=0.
C      HUMDI(I)=0.
997  TOTDI(I)=0.
C      PERCB=0.
C      L=NS+1
C      DO 998 I=1,L
998  FSUP(I)=0.
C      L=NSS+1
C      DO 999 I=1,L
999  FSUB(I)=0.
C      DO 1000 M=1,12
C      VEMD(M)=0.
C      SETPR(M)=0.
C      DIPM(M)=0.
1000 VEMC(M)=0.
C      COEF=AREAT/86.4
C      TS1=TTSS/NS
C      COE1=ATS/(TS1+ATS/2.)
C      TS2=TTSS/NSS
C      COE2=ATSS/(TS2+ATSS/2.)
C      PERAN=0.
C      SPINF=0.
C      SQSUP=0.
C      SQSUB=0.
C      SPREC=0.
C      SOBSE=0.
C      SCALC=0.
C      F1=0.
C      F2=0.

```

```

SGBAS=0.
SPERB=0.
LL=1
WRITE(IMPR,115)
KK=0
DO 1023 IA=IANOI,IANCF
LE=IA-67
IF(IA-IANOI)1002,1001,1002
1001 NM1=MESI
NM2=12
GO TO 1005
1002 IF(IA-IANCF)1003,1004,1003
1003 NM1=1
NM2=12
GO TO 1005
1004 NM1=1
NM2=MESF
1005 DO 1022 M=NM1,NM2
ND=MONTH(IA,M)
READ(1,JULIA)(IPREM(ID),ID=1,ND)
READ(2,MARTE)IFACT,(IDESC(ID),ID=1,ND)
DO 1022 ID=1,ND
CALL TSTRT
EVTPD=ETPM(M,LE)/ND
PREM=IPREM(ID)*0.1
QOBS=IDESC(ID)*10.**IFACT
IF(PREM)1014,1014,1006
1006 PREL=PREM-EVTPD
IF(PREL)1007,1008,1009
1007 EVTPD=PREL*(-1)
GO TO 1014
1008 EVTPD=0.
GO TO 1014
1009 CALL RESUP(PREL,TERC2,TERC1,CMINT,ALFA,BETA,GAMA,RSUPM,RSUP2,RSUP1
*,QSUP,FO,FC,DELTA,HUM,EXCE,NCAM,HUMSA,PINF)
ETR=EVTPD
1010 PINF1=PINF
SPINF=SPINF+PINF
CALL RECAR(QSUB,NCAM,CK1,EXCE,HUM,FO,FC,DELTA,HUMSA,PERC,SOBRA,CAP
*CA,HUMDI,K,TOTDI,PINF,PERCB,HO)
1111 IF(K-NCAM)1011,1011,1012
1011 PERCB=PERCB+SOBRA
GO TO 1013
1012 PERCB=PERCB+SOBRA+TOTDI(NCAM)-HUMSA
1013 CALL XBASE(PERAN,PERCB,QBASE,QO,HO,NT,CAPA,COEF,CAPA1,PERMI)
SPERB=SPERB+PERCB
GO TO 1017
1014 ASUPT=TERC1+RSUP1
IF(EVTPD-ASUPT)1015,1016,1016
1015 ETR=PREM+EVTPD
CALL DESUP(TERC2,TERC1,EVTPD,EPSIL,RSUP2,RSUP1,QSUP,RSUPM,FO,FC,DE
*LTA,HUM,EXCE,HUMSA,NCAM,PINF)
GO TO 1010
1016 ETR=PREM+ASUPT
CALL DECAP(TERC2,RSUP2,EVTPD,ASUPT,HUMDI,EXCE,TOTDI,HUM,C,NCAM,OSU
*B,SOBRA,CK1,FO,FC,DELTA,HUMSA,PERC,CAPCA,QSUP,K,PERCB,ETR,HO)
GO TO 1111
1017 CALL TSTOP

```

```

SQSUP=SQSUP+QSUP
QSUP=QSUP*COEF
CALL QSAKR(NS,COE1,FSUP,QSUP)
SQSUB=SQSUB+QSUB
QSUB=QSUB*COEF
CALL QSARR(NSS,COE2,FSUB,QSUB)
QCALC=QSUP+QSUB+QBASE
SQBAS=SQBAS+QBASE*1./COEF
SCALC=SCALC+QCALC*1./COEF
SOBSE=SOBSE+QOBS*1./COEF
SPREC=SPREC+PREM
SETPR(M)=SETPR(M)+ETR
F1=F1+(QOBS-QMEAN(LL))*2
F2=F2+(QOBS-QCALC)*2
VEMO(M)=VEMO(M)+QOBS*.0864
VEMC(M)=VEMC(M)+QCALC*.0864
CALL CURVA(ID,M,IA,KK,YMAX,YMIN,QCALC,QOBS,PREM,PMAX,IMPR)

```

```

C
C      IMPRESSAO DOS RESULTADOS DAS CONDICAOES
C      FINAIS DO DIA DAS VARIAVEIS QUE INTERVEEM
C      NA SINTESE DOS DEFLUVIOS
C
C      ESTA PASSAGEM SO SERA USADA PARA CONFERENCIA
C      DO FUNCIONAMENTO DO PROGRAMA E SUBROUTINAS
C      SE A CHAVE 1 ESTIVER LIGADA. UTILIZA A IMPRES
C      SO RA LENTA 1132
C

```

```

CALL DATSW(1,CHAVE)
GO TO(1018,1019),CHAVE
1018 WRITE(IMPL,120)ID,M,IA
WRITE(IMPL,121)RSUP1,RSUP2,TERC1,TERC2
WRITE(IMPL,122)PREM,PINF,PINF1,ETR
WRITE(IMPL,123)(HUM(I),I=1,NCAM)
WRITE(IMPL,124)(EXCE(I),I=1,NCAM)
WRITE(IMPL,125)(HUMDI(I),I=1,NCAM)
WRITE(IMPL,126)(TOTDI(I),I=1,NCAM)
WRITE(IMPL,127)(PERC(I),I=2,NCAM),PERCB,SOBRA
WRITE(IMPL,128)HO,QO,NT
WRITE(IMPL,129)(FSUP(I),I=1,NS),FSUP(NS+1),(FSUB(I),I=1,NSS),FSUB(
*NSS+1)
WRITE(IMPL,130)QSUP,QSUB,QBASE
GO TO 1021
1019 IF(ID-31)1021,1020,1021
1020 IF(M-MESF)1021,1025,1021
1025 CESCO=SOBSE/SPREC
CESCC=SCALC/SPREC
ETRAN=0.
VOLAO=0.
VOLAC=0.
DO 1026 L=1,12
ETRAN=ETRAN+SETPR(L)
DIPM(L)=(VEMC(L)-VEMO(L))/VEMO(L)
VOLAO=VOLAO+VEMO(L)
1026 VOLAC=VOLAC+VEMC(L)
DIPAN=(VOLAC-VOLAO)/VOLAO
EFIC=(F1-F2)/F1
RDQME=SQRT(F2/365)
WRITE(IMPR,116)SCALC,SOBSE,SPREC,ETRAN

```

```

WRITE(IMPR,131)CESCC,CESCO,RDQME
WRITE(IMPR,132)(L,VEMO(L),VEMC(L),DIPM(L),L=1,12)
WRITE(IMPR,133)VOLAG,VOLAC,DIPAN,EFIC,(SETPR(L),L=1,12)
WRITE(IMPR,134)SPERB,SQBAS,SPINF,SQSUP,SQSUB
RDQME=0.
SPREC=0.
SOBSE=0.
SCALC=0.
F1=0.
F2=0.
SPERB=0.
SQBAS=0.
SPINF=0.
SQSUP=0.
SQSUB=0.
ETRA=0.
DO 1027 L=1,12
SETPR(L)=0.
DIPM(L)=0.
VEMO(L)=0.
1027 VEMC(L)=0.
LL=LL+1
KK=0
GO TO 1018
1021 RSUP1=RSUP2
TERC1=TERC2
1022 CONTINUE
1023 CONTINUE
CALL EXIT
100 FORMAT(5F5.2)
101 FORMAT(7F7.3,2I5)
102 FORMAT(4F8.4,2I5)
103 FORMAT(7F6.3)
104 FORMAT('1',3X,'ALFA =',F5.2,1X,'BETA =',F5.2,1X,'GAMA =',F5.2,1X,'
*CMINT =',F5.2,1X,'RSUPM =',F5.2)
105 FORMAT('/',3X,'FO =',F5.2,1X,'FC =',F5.2,1X,'DELTA =',F5.2,1X,'CAPC
*A =',F6.2,1X,'HUMSA =',F6.2,1X,'TTS =',F6.2,1X,'NS =',I5,1X,'ATS =
*',F5.2,1X,'NCAM =',I5)
106 FORMAT('/',3X,'CK1 =',F5.2,1X,'CAPA =',F5.2,1X,'TTSS =',F6.2,1X,'NS
*S =',I5,1X,'ATSS =',F5.2,1X,' NT =',I5)
107 FORMAT('/',3X,'EPSIL =',F5.2,1X,'C =',F5.2,2X,'CAPA1 =',F5.3,2X,'
*PERMI =',F5.3)
108 FORMAT(3F5.2)
109 FORMAT(12F6.2)
110 FORMAT('/',3X,'TERC1 =',F5.2,1X,'RSUP1 =',F5.2)
111 FORMAT('/',3X,'HUMIDADE NAS CAMADAS ABAIXO DA CAP. CAMPO ',3F6.2,/,
*3X,'HUMIDADE NAS CAMADAS ACIMA DA CAP. CAMPO ',3F6.2,/,3X,'HO=',F
*6.2,1X,' QO =',F6.2)
112 FORMAT(12F5.1)
113 FORMAT('/',42X,'EVAPOTRANSPIRACAO POTENCIAL MENSAL',/,30X,12F5.1)
114 FORMAT(5I5,F6.1)
115 FORMAT('1',40X,'DESCARGAS MEDIAS DIARIAS OBSERVADAS E SIMULADAS',/
*2X,'ESCOAM. OBSERVADO',2X,' PRECIPITACAO',2X,'EVAPOTRANSP. REAL ',
116 FORMAT('////',40X,' TOTAL ANUAL EM MM DE',/,20X,'ESCOAM. CALCULADO',
*,40X,'NA BACIA DO RIO SAPUCAI EM SANTA RITA DO SAPUCAI')
*///,23X,F10.3,8X,F10.3,8X,F10.3,8X,F10.3,///)
120 FORMAT('/',1X,'DATA',3X,I2,'/',I2,'/',I2)
121 FORMAT(1X,'RSUP1 =',F6.4,'RSUP2 =',F6.4,'TERC1 =',F6.4,'TERC2 =',F

```

```
*6.4)
122 FORMAT(1X,'PREM =',F6.2,'PINF =',F6.3,'PINF1 =',F6.3,'ETR =',F6.3)
123 FORMAT(1X,'HUMIDADE NAS CAMADAS ABAIXO DA CAP. DE CAMPO',/,10(F7.2
*,1X))
124 FORMAT(1X,'HUMIDADE NAS CAMADAS ACIMA DA CAP. DE CAMPO',/,10(F7.2
*,1X))
125 FORMAT(1X,'HUMIDADE DISPONIVEL NAS CAMADAS',/,10(F7.2,1X))
126 FORMAT(1X,'TOTAL DE AGUA DISPONIVEL NAS CAMADAS',/,10(F7.2,1X))
127 FORMAT(1X,'PERCOLACAO NAS CAMADAS',/,2(F7.2,1X),'PERC1 =',F6.3,1X,
*'SOBRA =',F6.2)
128 FORMAT(1X,'CONDICOES DO ARMAZENAMENTO SUBTERRANEO',/,,'HO =',F7.2,
*1X,'QO =',F6.2,'NT =',I5)
129 FORMAT(1X,'CONDICOES DE FLUXOS NOS RESERVATORIOS FICTICIOS PARA PR
*OPAGACAO',/,,'FLUXO SUPERFICIAL',3(F6.2,1X),'FLUXO SUBSUPERFICIAL'
*,6(F6.2,1X))
130 FORMAT(1X,'COMPONENTES DO FLUXO','QSUP =',F6.2,1X,'QSUB =',F6.2,1X
*,'QBASE =',F6.2)
131 FORMAT(/,15X,'COEFICIENTES DE ESCOAMENTO ',/,10X,'CALCULADO =',F6.
*.4,5X,'OBSERVADO =',F6.4,/,10X,'RAIZ DO DESV.QUAD.MED - RDQME =',
I,F8.3)
132 FORMAT(/,40X,'VOLUME ESCOADO EM MILHOES DE M**3',/,40X,'MES',5X,'
*OBSERVADO',5X,'CALCULADO',6X,'DIF.PERCENTUAL',/,140X,I3,6X,F8.3,6X
*,F8.3,6X,F10.3))
133 FORMAT(/,40X,'VOLUME ANUAL ESCOADO EM MILHOES DE M**3',/,50X,'OBS
*ERVADO',5X,'CALCULADO',/,50X,F8.2,5X,F9.2,/,,'DIPAN =',F6.3,'EFIC =
*',F6.3,/,24X,12F6.2)
134 FORMAT(/,2X,'SPERB =',F6.2,'SQBAS =',F6.2,'SPINFF =',F6.2,'SQSUP =
*',F6.2,'SQSUB =',F6.2)
END
```

PAGE 1 THIESSEN

// JOB 0035

THIESSEN

LOG DRIVE CART SPEC CART AVAIL PHY DRIVE
0000 0035 0035 0000

V2 M11 ACTUAL 16K CONFIG 16K

// FOR

*LIST SOURCE PROGRAM

*ONE WORD INTEGERS

*IOCS(2501READER,1403PRINTER,DISK)

REAL IAREA(10),IATOT

INTEGER CHAVE

DIMENSION PREC(31,12),IAUX1(31,12),IAUX2(8,372),EST(2,8),IPREM(31)

DIMENSION ALPHA(10),PLIM(10),ALMIN(10),H(10)

DEFINE FILE 1(288,32,U,JULIA),2(36,31,U,ISET)

READ(8,100)NUEST,MESI,MESF,IANOI,IANOF,NUANO

READ(8,101)((EST(L,I),L=1,2),I=1,NUEST)

READ(8,102)(IAREA(I),I=1,NUEST)

READ(8,106)(ALMIN(I),I=1,NUEST),(PLIM(I),I=1,NUEST),(H(I),I=1,NUES
*T)

K=0

ISET=1

IATOT=0.

DO 10 I=1,NUEST

10 IATOT=IATOT+IAREA(I)

WRITE(5,104)((EST(L,I),L=1,2),I=1,NUEST)

WRITE(5,105)(IAREA(I),I=1,NUEST),IATOT

DO 26 IA=1,NUANO

IF(IA-2)14,11,12

11 K=K+13

GO TO 13

12 K=K+12

13 JULIA=K

14 L=0

DO 21 I=1,NUEST

LENA=0

L=L+1

IF(IA-1)17,15,17

15 IF(I-1)17,16,17

16 JULIA=1

GO TO 19

17 IF(L-1)18,19,18

18 JULIA=JULIA+(NUANO-1)*12

19 DO 20 M=1,12

20 READ(1,JULIA)ID2,(IAUX1(N,M),N=1,31)

DO 21 M=1,12

DO 21 N=1,31

LENA=LENA+1

21 IAUX2(I,LENA)=IAUX1(N,M)

ICA=0

DO 26 N=1,372

IF(ICA-31)23,22,23

22 ICA=0

23 PMEDI=0.

IF(IA-2)1,4,8

1 IF(N-279)2,2,3

2 IARAU=IATOT


```

GO TO 231
3 IARAU=IATOT-3650.
GO TO 231
4 IF(N-31)3,3,5
5 IF(N-93)2,2,6
6 IF(N-186)7,7,2
7 IARAU=IATOT-2950.
GO TO 231
8 IF(N-155)2,2,9
9 IF(N-248)3,3,2
231 DO 241 I=1,NUEST
IF(IAUX2(I,N)-PLIM(I))24,24,232
232 ALPHA(I)=ALMIN(I)+(1-ALMIN(I))*H(I)**(IAUX2(I,N)-PLIM(I))
X=IAREA(I)*ALPHA(I)*.1
GO TO 241
24 X=IAREA(I)*.1
241 PMEDI=PMEDI+(IAUX2(I,N)*.1)*X
ICA=ICA+1
IPREM(ICA)=(PMEDI/(IARAU*0.01))
IF(ICA-31)26,25,26
25 WRITE(2* ISET)(IPREM(ND),ND=1,31)
26 CONTINUE
CALL DATSW(0,CHAVE)
GO TO (27,41),CHAVE
27 ISET=1
DO 40 IA=IANOI,IANOF
WRITE(5,103)IA
IF(IA-IANOI)32,28,32
28 IF(MESI-1)29,36,29
29 K=MESI-1
DO 30 M=1,K
DO 30 ID=1,31
30 IAUX1(ID,M)=-999
DO 31 M=MESI,12
31 READ(2* ISET)(IAUX1(ID,M),ID=1,31)
GO TO 38
32 IF(IA-IANOF)36,33,36
33 DO 34 M=1,MESF
34 READ(2* ISET)(IAUX1(ID,M),ID=1,31)
K=MESF+1
DO 35 M=K,12
DO 35 ID=1,31
35 IAUX1(ID,M)=-999
GO TO 38
36 DO 37 M=1,12
37 READ(2* ISET)(IAUX1(ID,M),ID=1,31)
38 DO 39 M=1,12
DO 39 ID=1,31
39 PREC(ID,M)=IAUX1(ID,M)*0.1
40 CALL TAB(IA,PREC)
41 CALL EXIT
100 FORMAT(6I5)
101 FORMAT(8(2X,2A4))
102 FORMAT(8F5.0)
103 FORMAT('1',27X,'PRECIPITACOES MEDIAS DIARIAS NA BACIA DO RIO',/,36
1X,'SAPUCAI SEGUNDO THIESSEN',//,40X,'ANO DE ',I5,/)
104 FORMAT(8(4X,2A4))
105 FORMAT(9F12.2)

```

PAGE 3 THIESSEN

106 FORMAT(8F10.2)
END

PAGE 1 GRAVACAO

// JOB T

GRAVACAO

LOG DRIVE CART SPEC CART AVAIL PHY DRIVE
0000 0035 0035 0000

V2 M11 ACTUAL 16K CONFIG 16K

// FOR

*LIST SOURCE PROGRAM

*ONE WORD INTEGERS

*IOCS(2501READER,1403PRINTER,DISK)

C *****
C * PROGRAMA PARA GRAVAR *
C * DADOS DIARIOS DE PRE *
C * CITACAO E LEITURA DOS *
C * MESMOS NO DISCO *
C *****
C

INTEGER CHAVE
DIMENSION IPREC(31,12),NDIA(12),EST(2,10)
DEFINE FILE 1(288,32,U,JULIA)
READ(8,100)IANOI,IANOF,NUEST,MESI,MESF,NUANO
CALL DATSW(1,CHAVE)
GO TO (102,11),CHAVE

102 JULIA=1
DO 10 I=1,NUEST
DO 10 IA=1,NUANO
DO 20 M=1,12
ID2=0
DO 20 IQU=1,2
ID1=ID2+1
READ(8,200)ID2,(IPREC(K,M),K=ID1,ID2)
20 NDIA(M)=ID2
DO 10 M=1,12
WRITE(1'JULIA)NDIA(M),(IPREC(K,M),K=1,31)
10 CONTINUE
CALL DATSW(0,CHAVE)
GO TO (11,101),CHAVE
11 READ(8,300)((EST(N,L),N=1,2),L=1,NUEST)
JULIA=1
DO 40 I=1,NUEST
WRITE(5,400)(EST(N,I),N=1,2)
DO 40 IA=IANOI,IANOF
WRITE(5,500)IA
IF(IA-IANOI)80,50,80
50 IF(MESI-1)60,90,60
60 NM=MESI-1
DO 66 M=1,NM
ID2=NDIA(M)
DO 66 K=1,ID2
66 IPREC(K,M)=-999
DO 70 M=MESI,12
70 READ(1'JULIA)ID2,(IPREC(K,M),K=1,31)
GO TO 40
80 IF(IA-IANOF)90,88,88
90 DO 99 M=1,12
99 READ(1'JULIA)ID2,(IPREC(K,M),K=1,31)
GO TO 40

```
88 DO 89 M=1,MESF
89 READ(1,JULIA)ID2,(IPREC(K,M),K=1,31)
   NM=MESF+1
   DO 91 M=NM,12
   DO 91 K=1,31
91 IPREC(K,M)=-999
40 CALL ITAB(IA,IPREC)
101 CALL EXIT
100 FORMAT(6I5)
200 FORMAT(12X,12,2X,16I4)
300 FORMAT(8(2X,2A4))
400 FORMAT('1',40X,'PRECIPITACOES DIARIAS EM DECIMOS DE MILIMETRO',/,4
  17X,'ESTACAO PLUVIOMETRICA DE ',2A4)
500 FORMAT(/,60X,'ANO DE' I5,/)
  END
```

// JOB T

CORRELA1

LOG DRIVE CART SPEC CART AVAIL PHY DRIVE
0000 0035 0035 0000

V2 M11 ACTUAL 16K CONFIG 16K

// FOR

*LIST SOURCE PROGRAM

*ONE WORD INTEGERS

*IOCS(2501READER,1403PRINTER)

C

```

    DIMENSION SOMA(5), DESVI(20,5), DESQT(20,5), PREC(20,5), PREMD(5), DESP
    *D(5), EST(2,10), SOMAQ(5)
    IMPR=5
    LEIT=8
    READ(LEIT,100)NUEST,NDADO
    WRITE(IMPR,103)
    DO 15 M=1,4
    READ(LEIT,101)((PREC(K,I),K=1,NDADO),I=1,NUEST)
    READ(LEIT,102)((EST(L,I),L=1,2),I=1,NUEST)
    DO 11 I=1,NUEST
    SOMA(I)=0.
    DO 10 K=1,NDADO
10  SOMA(I)=SOMA(I)+PREC(K,I)
11  PREMD(I)=SOMA(I)/NDADO
    DO 13 I=1,NUEST
    SOMAQ(I)=0.
    DO 12 K=1,NDADO
    DESVI(K,I)=PREC(K,I)-PREMD(I)
    DESQT(K,I)=DESVI(K,I)**2
12  SOMAQ(I)=SOMAQ(I)+DESQT(K,I)
13  DESPD(I)=SQRT(SOMAQ(I)/(NDADO-1))
    J=NUEST
    L=J-1
    AUX=0.
    DO 14 K=1,NDADO
14  AUX=AUX+DESVI(K,L)*DESVI(K,J)
    COEFC=AUX/(DESPD(L)*DESPD(J)*(NDADO-1))
    WRITE(IMPR,105)((EST(L,I),L=1,2),I=1,NUEST)
    WRITE(IMPR,104)(PREMD(I),DESPD(I),I=1,NUEST),COEFC
15  CONTINUE
100  FORMAT(2I5)
101  FORMAT(10F8.2)
102  FORMAT(2(2X,2A4))
103  FORMAT('1',30X,'ESTUDO DA CORRELAÇÃO LINEAR DAS PRECIPITAÇÕES SAZONAIS
    *NAS ESTAÇÕES')
104  FORMAT('//,15X,'PREC.MÉDIA =',F6.2,2X,'DESV.PADRAO =',F6.2,10X,' PR
    *EC.MÉDIA= ',F6.2,'DESVI PADRAO=',F6.2,/,15X,'COEF.CORRELAÇÃO LINEAR
    *R =',F6.3)
105  FORMAT('///,30X,'EST1 =',2A4,36X,'EST2 =',2A4)
    CALL EXIT
    END

```

PAGE 1 PLOTA

// JOB T

PLOTA

LOG DRIVE CART SPEC CART AVAIL PHY DRIVE
0000 0035 0035 0000

V2 M11 ACTUAL 16K CONFIG 16K

// FOR

*LIST SOURCE PROGRAM

*ONE WORD INTEGERS

*IOCS(2501READER,1403PRINTER,DISK)

DIMENSION IX(31),IY(31),EST(2,2)

DEFINE FILE 1(36,32,U,IFI1),2(36,31,U,IFI2)

IMPR=5

IFI1=1

IFI2=1

READ(8,100)YMAX,YMIN,PMAX

READ(8,101)IANOI,IANOF,MESI,MESF

READ(8,102)((EST(I,L),I=1,2),L=1,2)

WRITE(5,103)

DO 17 IA=IANOI,IANOF

KK=0

IF(IA-IANOI)12,11,12

11 NM1=MESI

NM2=12

GO TO 15

12 IF(IA-IANOF)13,14,13

13 NM1=1

NM2=12

GO TO 15

14 NM1=1

NM2=MESF

15 DO 17 M=NM1,NM2

ND=MONTH(IA,M)

READ(1*IFI1)IFACT,(IX(ID),ID=1,ND)

READ(2*IFI2)(IY(ID),ID=1,ND)

DO 16 ID=1,ND

QY=0.

QX=IX(ID)*10.**IFACT

PREM=IY(ID)*0.1

16 CALL CURVA(ID,M,IA,KK,YMAX,YMIN,QX,QY,PREM,PMAX,IMPR)

17 CONTINUE

CALL EXIT

100 FORMAT(3F5.2)

101 FORMAT(4I5)

102 FORMAT(2(2X,2A4))

103 FORMAT('1',///,40X,'PLOTAGEM DO HIETOGRAMA DO RIO SAPUCAI GUACU' /
*,40X,'E DO HIETOGRAMA DAS PRECIPITACOE MEDIAS DA',/,40X,'BACIA HID
*ROGRAFICA')

END

// JOB T

CORRELLA

LOG DRIVE CART SPEC CART AVAIL PHY DRIVE
0000 0035 0035 0000

V2 M11 ACTUAL 16K CONFIG 16K

// FOR

*LIST SOURCE PROGRAM

*ONE WORD INTEGERS

*IOCS(2501READER,1403PRINTER)

C

C PROGRAMA PARA CALCULAR OS COEFICIENTES DA
C EQUACAO DE REGRESSAO LINEAR $Y = A_0 + A_1 * X$,
C BEM COMO O COEFICIENTE DE CORRELACAO LINEAR
C DE PERASON, PARA DADOS DIARIOS DE PRECIPITACAO
C MES, POR MES
C

```

DIMENSION IX(4,31,12),IY(4,31,12),NDIA(12),ESTX(2),ESTY(2)
READ(8,8)MESI,MESF
DO 61 J=1,3
DO 20 L=1,3
DO 20 MES=MESI,MESF
I2=0
DO 20K=1,2
I1=I2+1
READ(8,9)ESTX,I2,(IX(L,ID,MES),ID=I1,I2)
20 NDIA(MES)=I2
DO 25 L=1,3
DO 25 MES=MESI,MESF
I2=0
DO 25K=1,2
I1=I2+1
25 READ(8,9)ESTY,I2,(IY(L,ID,MES),ID=I1,I2)
WRITE(5,1)ESTX,ESTY
DO 60 MES=MESI,MESF
SOMAX=0.
SOMAY=0.
SOMXQ=0.
SOMYQ=0.
SOMXY=0.
LL=NDIA(MES)
DO 50 ID=1,LL
DO 50 L=1,3
X=IX(L,ID,MES)*0.1
Y=IY(L,ID,MES)*0.1
SOMAX=SOMAX+X
SOMAY=SOMAY+Y
SOMXQ=SOMXQ+X**2
SOMYQ=SOMYQ+Y**2
50 SOMXY=SOMXY+X*Y
AUX1=3*NDIA(MES)*SOMXY-SOMAX*SOMAY
AUX2=(3*NDIA(MES)*SOMXQ-SOMAX**2)*(3*NDIA(MES)*SOMYQ-SOMAY**2)
COEFC=AUX1/SQRT(AUX2)
AUX3=SOMAY*SOMXQ-SOMAX*SOMXY
AUX4=3*NDIA(MES)*SOMXY-SOMAX*SOMAY
AUX5=3*NDIA(MES)*SOMXQ-SOMAX**2
A0=AUX3/AUX5

```

```
A1=AUX4/AUX5
XMED=SOMAX/(LL*3)
YMED=SOMAY/(LL*3)
60 WRITE(5,2)MES,COEFC,A0,A1,XMED,YMED
61 CONTINUE
CALL EXIT
1 FORMAT('1',10(/),9X,'AJUSTE DE UMA LINHA DE REGRESSAO DO TIPO Y=
1A0+A1*X',//,16X,'ESTACOES X= ',2A4,' Y = ',2A4,////,13X,'CO
2EFICIENTES DE CORRELACAO DE CHUVAS DIARIAS',//, 2X,'MES COEF
3ICIENTE A0 A1 MEDIAX MEDIA Y',//)
2 FORMAT(3X,I2,6X,F7.4,7X,F7.4,3X,F7.4,2(3X,F7.2))
8 FORMAT(2I5)
9 FORMAT(2A4,4X,I2,2X,16I4)
END
```


PAGE 1 DESCARGA

// JOB T 0035,

DESCARGA

LOG DRIVE CART SPEC CART AVAIL PHY DRIVE
0000 0035 C035 0000

V2 M11 ACTUAL 16K CONFIG 16K

// FOR

*LIST SOURCE PROGRAM

*ONE WORD INTEGERS

*IOCS(2501READER,1403PRINTER,DISK)

C
C
C
C
C
C

PROGRAMA PARA OBTER DESCARGAS
A PARTIR DE DADOS DE ALTURA
LINIMETRICA UTILIZANDO-SE
INTERPOLACAO NA CURVA CHAVE

INTEGER CC(40),CF(31,12),CHAVE
DIMENSION DC(40),Q(31,12),IDESC(31,12)
DEFINE FILE 1(36,32,U,IFIL)

IFIL=1

IFACT=-1

READ(8,1)N,IANOI,IANOF,MESI,MESF

READ(8,2)(CC(I),I=1,N)

READ(8,3)(DC(I),I=1,N)

WRITE(5,8)(CC(I),DC(I),I=1,N)

CALL DATSW(0,CHAVE)

GO TO (10,19),CHAVE

10 DO 18 IA=IANOI,IANOF

IF(IA-IANOI)12,11,12

11 NM1=MESI

NM2=12

GO TO 15

12 IF(IA-IANOF)13,14,13

13 NM1=1

NM2=12

GO TO 15

14 NM1=1

NM2=MESF

15 DO 18 M=NM1,NM2

ID2=0

DO 16 IQU=1,2

ID1=ID2+1

16 READ(8,4)ID2,(CF(K,M),K=ID1,ID2)

CALL EXTRA(N,CC,DC,CF(1,M),Q(1,M),M,IA)

DO 17 K=1,ID2

17 IDESC(K,M)=Q(K,M)*10

WRITE(1,IFIL)IFACT,(IDESC(K,M),K=1,31)

18 CONTINUE

19 IFIL=1

CALL DATSW(1,CHAVE)

GO TO (191,33),CHAVE

191 WRITE(5,6)

WRITE(5,9)

DO 32 IA=IANOI,IANOF

WRITE(5,7)IA

IF(IA-IANOI)24,20,24

20 IF(MESI-1)21,28,21

```
21 NM=MESI-1
DO 22 M=1,NM
DO 22 K=1,31
22 IDESC(K,M)=-999
DO 23 M=MESI,12
23 READ(1'IFIL)IFACT,(IDESC(K,M),K=1,31)
GO TO 30
24 IF(IA-IANDF)28,25,28
25 DO 26 M=1,MESF
26 READ(1'IFIL)IFACT,(IDESC(K,M),K=1,31)
NM=MESF+1
DO 27 M=NM,12
DO 27 K=1,31
27 IDESC(K,M)=-999
GO TO 30
28 DO 29 M=1,12
29 READ(1'IFIL)IFACT,(IDESC(K,M),K=1,31)
30 DO 31 M=1,12
DO 31 K=1,31
31 Q(K,M)=IDESC(K,M)*0.1
32 CALL TAB(IA,Q)
33 CALL EXIT
1 FORMAT(5I5)
2 FORMAT(20I4)
3 FORMAT(16F5.1)
4 FORMAT(12X,I2,2X,16I4)
6 FORMAT('1',//,20X,' POSTO FLUVIOMETRICO DE STA RITA SAPUCAI')
7 FORMAT('//,40X,'AND',2X,I4)
8 FORMAT('1',40X,'TABELA REPRESENTATIVA DA CURVA CHAVE',/40X,'RIO SA
1PUCAI - SECAO SANTA RITA DO SAPUCAI',///,40X,'COTAS(CM)',10X,'DESC
2ARGAS(M**3/S)',//,40(40X,16,18X,F6.1,/))
9 FORMAT(26X,' DESCARGA MEDIA DIARIA EM M**3/S')
END
```

// JOB T

THORNTHW

LOG DRIVE	CART SPEC	CART AVAIL	PHY DRIVE
0000	1C74	1C74	C001
		C036	C000
		1973	C002

V2 M11 ACTUAL 16K CONFIG 16K

// FOR

*LIST SOURCE PROGRAM

*ONE WORD INTEGERS

*IOCS(2501READER,1403PRINTER)

```

DIMENSION EST(2,10),ETP(12,10),TEMP(12,10),X(12),A(10),FACOR(12),T
  *E(10),ETPT(10),ETPM(12,10)

```

```

READ(8,100)NUEST,IANOI,IANOF

```

```

READ(8,101)((EST(J,I),J=1,2),I=1,NUEST)

```

```

READ(8,103)(FACOR(M),M=1,12)

```

```

DO 14 IA=IANOI,IANOF

```

```

READ(8,103)((TEMP(M,I),M=1,12),I=1,2)

```

```

DO 9 M=1,12

```

```

TEMP(M,3)=TEMP(M,1)-(TEMP(M,1)-TEMP(M,2))*0.5/7.8

```

```

TEMP(M,4)=TEMP(M,1)-(TEMP(M,1)-TEMP(M,2))*1.5/7.8

```

```

TEMP(M,5)=TEMP(M,1)-(TEMP(M,1)-TEMP(M,2))*3.5/7.8

```

```

9 TEMP(M,6)=TEMP(M,1)-(TEMP(M,1)-TEMP(M,2))*6.5/7.8

```

```

WRITE(5,102)IA

```

```

DO 12 I=1,NUEST

```

```

ETPT(I)=0.

```

```

TE(I)=0.

```

```

DO 10 M=1,12

```

```

X(M)=(TEMP(M,I)/5.0)**1.54

```

```

10 TE(I)=TE(I)+X(M)

```

```

A(I)=6.75*10.0**(-7)*(TE(I)**3)-7.71*10.0**(-5)*(TE(I)**2)+1.792*10.

```

```

***(-2)*TE(I)+0.4239

```

```

DO 11 M=1,12

```

```

ETP(M,I)=1.6*(10*TEMP(M,I)/TE(I))**A(I)*FACOR(M)*10.

```

```

11 ETPT(I)=ETPT(I)+ETP(M,I)

```

```

12 CONTINUE

```

```

WRITE(5,104)((EST(J,I),J=1,2),I=1,NUEST)

```

```

WRITE(5,107)

```

```

DO 13 M=1,12

```

```

ETPM(M,IA)=ETP(M,1)*.106+ETP(M,2)*.151+ETP(M,3)*.194+ETP(M,4)*.128

```

```

  *+ETP(M,5)*.191+ETP(M,6)*.23

```

```

13 WRITE(5,106)M,(TEMP(M,I),ETP(M,I),I=1,NUEST)

```

```

WRITE(5,105)(ETPT(I),I=1,NUEST)

```

```

14 CONTINUE

```

```

DO 15 IA=IANOI,IANOF

```

```

15 WRITE(5,108)IA,(ETPM(M,IA),M=1,12)

```

```

CALL EXIT

```

```

100 FORMAT(3I5)

```

```

101 FORMAT(2X,6(2A4,2X))

```

```

102 FORMAT('1',36X,'CALCULO DA EVAPOTRANSPIRACAO POTENCIAL MENSAL',/,3
  *7X,'EM MM PELO METODO DE THORNTWAITHE',//,58X,'ANO =',I5)

```

```

103 FORMAT(12F6.2)

```

```

104 FORMAT(//,20X,6(2A4,8X))

```

```

105 FORMAT(//,10X,'TOTAL',6(F10.2,6X))

```

```

106 FORMAT(//,10X,I3,2X,6(F7.1,1X,F7.2,1X))

```

```

107 FORMAT(//,10X,'MES',5X,'TEMP',5X,'ETP',4X,'TEMP',5X,'ETP',4X,'TEMP

```

```
*'5X,'ETP',4X,'TEMP',5X,'ETP'4X,'TEMP',5X,'ETP',4X,'TEMP',5X,'ETP')  
108 FORMAT(//,10X,'ANO',I5,2X,12F6.1)  
END
```

PAGE 1 EXTRA

// JOB T

EXTRA

LOG DRIVE CART SPEC CART AVAIL PHY DRIVE
0000 0035 0035 0000

V2 M11 ACTUAL 16K CONFIG 16K

// FOR

*LIST SOURCE PROGRAM

*ONE WORD INTEGERS

```
C *****  
C *** SUBROUTINA EXTRA ***  
C *** ***  
C *****
```

DESIGNACAO DAS VARIAVEIS

N-NUMERO DE PONTOS DA TABELA DA CURVA CHAVE

CC- ARRANJO QUE CONTEM AS N COTAS DA CURVA CHAVE

DC- ARRANJO QUE CONTEM AS N COTAS DESCARGA DA CURVA CHAVE

CF- ARRANJO QUE CONTEM AS COTAS REGISTRADAS NO MES M

Q - ARRANJO QUE CONTEM AS DESCARGAS DO MES M

NDI-NUMERO DE DIAS DO MES M

SUBROUTINE EXTRA(N,CC,DC,CF,Q,M, IANO)

INTEGER CC(1),CF(1)

DIMENSION DC(1),Q(1),NDI(12)

DATA NDI/31,28,31,30,31,30,31,31,30,31,30,31/

J=NDI(M)

IF(M-2)17,16,17

16 IF((IANO/4)*4-IANO)17,18,17

18 J=29

17 DO 20K=1,J

DO 21 I=1,N

IF(CC(I)-CF(K))21,22,30

21 CONTINUE

22 Q(K)=DC(I)

GO TO 20

30 Q(K)=((CF(K)-CC(I-1))*(DC(I)-DC(I-1)))/(CC(I)-CC(I-1))+DC(I-1)

20 CONTINUE

RETURN

END

FEATURES SUPPORTED

ONE WORD INTEGERS

CORE REQUIREMENTS FOR EXTRA

COMMON 0 VARIABLES 28 PROGRAM 204

RELATIVE ENTRY POINT ADDRESS IS 0020 (HEX)

END OF COMPILATION

PAGE 1 TAB

// JOB T

TAB

LOG DRIVE 0000 CART SPEC 0035 CART AVAIL 0035 PHY DRIVE 0000

V2 M11 ACTUAL 16K CONFIG 16K

// FOR

*LIST SOURCE PROGRAM

*ONE WORD INTEGERS

C
C
C
C
C

SUBROUTINE PARA ESCREVER
TABELAS ANUAIS

SUBROUTINE TAB(IA,TABEL)

DIMENSION NDIA(12),XMES(24),TABEL(31,12)

DATA XMES/' ',' JAN', ' ',' FEV', ' ',' MAR', ' ',' ABR',
1 ' ',' MAI', ' ',' JUN', ' ',' JUL', ' ',' AGO', ' ',' S
2ET', ' ',' OUT', ' ',' NOV', ' ',' DEZ', /,NDIA/31,28,31,30,31
3,30,31,31,30,31,30,31/

K=NDIA(2)

IF((IA/4)*4-IA)1,2,1

2 K=29

1 WRITE(5,1010)(XMES(J),J=1,24,2)

WRITE(5,1020)(ID,(TABEL(ID,J),J=1,12),ID=1,28)

IF(K-28)1021,1021,1022

1022 ID=29

WRITE(5,1020)ID,(TABEL(ID,J),J=1,12)

ID=30

WRITE(5,1030)ID,TABEL(ID,1),(TABEL(ID,J),J=3,12)

GO TO 1023

1021 WRITE(5,1030)(ID,TABEL(ID,1),(TABEL(ID,J),J=3,12),ID=29,30)

1023 ID=31

WRITE(5,1040)ID,TABEL(ID,1),TABEL(ID,3),TABEL(ID,5),TABEL(ID,7),TA
BEL(ID,8),TABEL(ID,10),TABEL(ID,12)

RETURN

1010 FORMAT(' DIA',12(2X,A4),/)

1020 FORMAT(I4,12F6.2)

1030 FORMAT(I4,F6.2,6X,10F6.2)

1040 FORMAT(I4,F6.2,3F12.2,F6.2,2F12.2,/,)
END

FEATURES SUPPORTED
ONE WORD INTEGERS

CORE REQUIREMENTS FOR TAB
COMMON 0 VARIABLES 70 PROGRAM 330

RELATIVE ENTRY POINT ADDRESS IS 006D (HEX)

END OF COMPILATION

PAGE 1 CURVA

// JOB T

CURVA

LOG DRIVE CART SPEC CART AVAIL PHY DRIVE
0000 0035 0035 0000

V2 M11 ACTUAL 16K CONFIG 16K

// FOR

*LIST SOURCE PROGRAM

*ONE WORD INTEGERS

C
C PLDTAGEM DO HIDROGRAMA E HIETOGRAMA COM
C VALORES DIARIOS COMPREENDIDOS ENTRE OS
C EXTREMOS YMIN, YMAX.
C

SUBROUTINE CURVA(ID,ME,IA,KK,YMAX,YMIN,QCALC,QOBS,PRE,PMAX,IMPR,OB
*ASE)

DIMENSION L(101),M(101),IY(11)

DATA MAIS/'+'/,IPOT/'.'/,IAST/'*'/,IBRAN/' '/,M/101*'-'/,II/'0'/,I
*PRE/'I'/,IBASE/'B'/

C
C CALCULO DOS VALORES PARA A ESCALA DAS ORDENADAS
C

IF(KK)22,9,22

9 DO 10 I=1,11

10 IY(I)=YMIN+(YMAX-YMIN)*(I-1)*0.1+0.01

COEF=100./(YMAX-YMIN)

CORR=0.5/COEF

C
C PREENCHIMENTO DO ARRANJO M PARA O EIXO DAS ORDENADAS
C

DO 20 I=1,101,10

20 M(I)=MAIS

WRITE(5,1)(IY(I),I=1,11),M

C
C PLOTAGEM DA CURVA COM O ARRANJO L
C CADA 10 LINHAS PLOTA-SE UMA LINHA CHEIA. NAS OUTRAS
C LINHAS O ARRANJO L TEM QUE SER PREENCHIDO COM
C BRANCOS, E PONTOS DE 10 EM 10 COLUNAS
C

22 IF((ID/10)*10-ID)30,60,30

C
C PREENCHIMENTO DA LINHA COM BRANCOS
C

30 DO 40 I=1,101

40 L(I)=IBRAN

DO 50 I=1,101,10

50 L(I)=IPOT

GO TO 80

C
C PREENCHIMENTO DA LINHA CHEIA
C

60 DO 70 I=1,101

70 L(I)=M(I)

80 N=(QOBS+CORR-YMIN)*COEF+1.01

IF(N-100)90,90,100

90 L(N)=II

PAGE 2 CURVA

```

      IF(N)110,110,120
110 N=1
120 DO 130 NR=N,100
130 L(NR)=IPRE
      N=(QBASE+CORR-YMIN)*COEF+1.01
      IF(N-100)131,131,132
131 L(N)=IBASE
132 N=(QCALC+CORR-YMIN)*COEF+1.01
      IF(N-100)140,140,150
140 L(N)=IAST
      KK=KK+1
150 WRITE(5,2)ID,ME,IA,QCALC,QOBS,(L(I),I=1,101)
      RETURN
1  FORMAT(1X,' DATA',5X,'QC',3X,'QO',I2,10I10,/,20X,101A1)
2  FORMAT(I3,'/',I2,'/',I2,1X,F5.1,F5.1,101A1)
      END

```

FEATURES SUPPORTED
ONE WORD INTEGERS

CORE REQUIREMENTS FOR CURVA
COMMON 0 VARIABLES 230 PROGRAM 448

RELATIVE ENTRY POINT ADDRESS IS 011A (HEX)

END OF COMPILATION

PAGE 1 RESUP

// JOB T

RESUP

LOG DRIVE CART SPEC CART AVAIL PHY DRIVE
0000 0035 0035 0000

V2 M11 ACTUAL 16K CONFIG 16K

// FOR

*LIST SOURCE PROGRAM

*ONE WORD INTEGERS

*TRANSFER TRACE

*ARITHMETIC TRACE

C

C SUBROUTINE RESUP QUE CALCULA O VOLUME DE
C INTERCEPCAO, ARMAZENAMENTO NAS DEPRESSOES
C SUPERFICIAIS, INFILTRACAO A PRIMEIRA CAMADA,
C ESCDAMENTO SUPERFICIAL QUANDO A PRECIP
C TACAO E MAIOR QUE A EVATRANSPIRACAO
C

SUBROUTINE RESUP(PREL, TERC2, TERC1, CMINT, ALFA, BETA, GAMA, RSUPM, RSUP2
*, RSUP1, QSUP, FO, FC, DELTA, HUM, EXCE, NCAM, HUMSA, PINF)
DIMENSION HUM(1), EXCE(1)
TERC2=ALFA+BETA*PREL**GAMA
IF(TERC2-PREL)20,10,10
10 TERC2=PREL
20 IF(TERC1)30,30,60
30 IF(TERC2-CMINT)40,50,50
40 PREL=PREL-TERC2
GO TO 90
50 TERC2=CMINT
PREL=PREL-CMINT
GO TO 90
60 DEINT=CMINT-TERC1
IF(TERC2-DEINT)70,80,80
70 PREL=PREL-TERC2
TERC2=TERC1+TERC2
GO TO 90
80 TERC2=CMINT
PREL=PREL-DEINT
90 SOMA=0.0
DO 95I=1,NCAM
95 SOMA=SOMA+HUM(I)+EXCE(I)
HUMED=SOMA/NCAM
F=FO-(FO-FC)*EXP(-DELTA*(1-HUMED/HUMSA))
IF(RSUP1)100,100,130
100 RSUP2=RSUPM*(1-EXP(-PREL/RSUPM))
IF(RSUPM-RSUP2)110,120,120
110 RSUP2=RSUPM
120 PREL=PREL-RSUP2
124 QSUP=PREL*(1-F)
PINF=(RSUP1+PREL)*F
GO TO 160
130 RSUP2=(1-F)*RSUP1+RSUPM*(1-EXP(-PREL/RSUPM))
IF(RSUPM-RSUP2)140,150,150
140 RSUP2=RSUPM
PREL=PREL-(RSUPM-(1-F)*RSUP1)
GO TO 124

PAGE 2 RESUP

GO TO 124
160 RETURN
END

FEATURES SUPPORTED
TRANSFER TRACE
ARITHMETIC TRACE
ONE WORD INTEGERS

CORE REQUIREMENTS FOR RESUP
COMMON 0 VARIABLES 18 PROGRAM 412

RELATIVE ENTRY POINT ADDRESS IS 0015 (HEX)

END OF COMPILATION

PAGE 1 DESUP

// JOB T

DESUP

LOG DRIVE CART SPEC CART AVAIL PHY DRIVE
0000 0035 0035 0000

V2 M11 ACTUAL 16K CONFIG 16K

// FOR

*LIST SOURCE PROGRAM

*ONE WORD INTEGERS

*TRANSFER TRACE

*ARITHMETIC TRACE

SUBROUTINE DESUP(TERC2,TERC1,EVTPD,EPSIL,RSUP2,RSUP1,QSUP,RSUPM,F0
1,FC,DELTA,HUM,EXCE,HUMSA,NCAM,PINF)

C
C
C BALANCO DOS VOLUMES DE INTERCEPCAO E
C ARMAZENAMENTO NAS DEPRESSOES, QUANDO EVA
C TRANSPIRACAO POTENCIAL E MAIOR QUE PRECI
C PITACAO MEDIA DIARIA
C

DIMENSION HUM(1),EXCE(1)
TERC2=TERC1-EPSIL*EVTPD
RSUP2=RSUP1-(1-EPSIL)*EVTPD
IF(TERC2)10,20,20
10 RSUP2=RSUP2+TERC2
TERC2=0.0
GO TO 35
20 IF(RSUP2)30,33,35
30 TERC2=TERC2+RSUP2
RSUP2=0.0
33 EVTPD=0.0
GO TO 50
35 SOMA=0.0
DO 40 I=1,NCAM
40 SOMA=SOMA+HUM(I)+EXCE(I)
HUMED=SOMA/NCAM
F=F0-(F0-FC)*EXP(-DELTA*(1-HUMED/HUMSA))
PINF=RSUP2*F
RSUP2=RSUP2-PINF
50 QSUP=0.0
RETURN
END

FEATURES SUPPORTED
TRANSFER TRACE
ARITHMETIC TRACE
ONE WORD INTEGERS

CORE REQUIREMENTS FOR DESUP
COMMON 0 VARIABLES 16 PROGRAM 206

RELATIVE ENTRY POINT ADDRESS IS 0013 (HEX)

END OF COMPILATION

// JOB T

RECAR

LOG DRIVE CART SPEC CART AVAIL PHY DRIVE
 0000 0035 0035 0000

V2 M11 ACTUAL 16K CONFIG 16K

// FOR

*LIST SOURCE PROGRAM

*ONE WORD INTEGERS

*TRANSFER TRACE

*ARITHMETIC TRACE

SUBROUTINE RECAR(QSUB,NCAM,CK1,EXCE,HUM,FO,FC,DELTA,HUMSA,PERC,SOB
 1RA,CAPCA,HUMDI,K,TOTDI,PINF,PERCB,HO)

C
 C FAZ O BALANCO HIDRICO NAS CAMADAS
 C QUANDO A PRECIPITACAO E MAIOR QUE
 C A EVAPOTRANSPIRACAO POTENCIAL,CAL
 C CULA O ESCOAMENTO SUBSUPERFICIAL,
 C A UMIDADE EXISTENTE E EXCESSO DE
 C AGUA EM CADA CAMADA DO SOLO

C DIMENSION EXCE(1),HUM(1),PERC(1),HUMDI(1),TOTDI(1)

C MUDANCAS DE HUMIDADE DURANTE O DIA

C
 C HUMDI(1)=HUM(1)+PINF
 C K=1
 C IF(HUMDI(1)-CAPCA)1140,1070,1070
 1070 HUM(1)=CAPCA
 C TOTDI(1)=HUMDI(1)+EXCE(1)
 C IF(TOTDI(1)-HUMSA)1170,1080,1080
 1080 EXCE(1)=HUMSA-CAPCA
 C DO 1100 I=2,NCAM
 C HUMDI(I)=TOTDI(I-1)-HUMSA+HUM(I)
 C K=I
 C JK1=I+1
 C IF(HUMDI(I)-CAPCA)1110,1090,1090
 1090 HUM(I)=CAPCA
 C TOTDI(I)=HUMDI(I)+EXCE(I)
 C IF(TOTDI(I)-HUMSA)1120,1100,1100
 1100 EXCE(I)=HUMSA-CAPCA
 C K=K+1
 C GO TO 1180
 1110 HUM(K)=HUMDI(K)
 C TOTDI(K)=0.
 C GO TO 1127
 1120 EXCE(K)=TOTDI(K)-CAPCA
 1127 IF(K-NCAM)1130,1180,1180
 1130 DO 1135 I=JK1,NCAM
 C HUMDI(I)=0.
 1135 TOTDI(I)=0.
 1140 HUM(1)=HUMDI(1)
 C TOTDI(1)=0.
 1150 DO 1160 I=2,NCAM
 C HUMDI(I)=0.
 1160 TOTDI(I)=0.
 C GO TO 1180

```
1170 EXCE(1)=TOTDI(1)-CAPCA
      GO TO 1150
1180 CONTINUE
      PINF=0.
      QSUB=0.0
      DO 1005 I=1,NCAM
      QSUB=QSUB+CK1*EXCE(I)
      EXCE(I)=EXCE(I)-CK1*EXCE(I)
      IF(EXCE(I)-0.00001)1002,1005,1005
1002 QSUB=QSUB+EXCE(I)
      EXCE(I)=0.0
1005 CONTINUE
      DO 1040 I=2,NCAM
      SOMA=0.0
      DO 1010 M=I,NCAM
1010 SOMA=SOMA+HUM(M)+EXCE(M)
      HUMED=SOMA/(NCAM+1-I)
      F=FO-(FO-FC)*EXP(-DELTA*(1-HUMED/HUMSA))
      PERC(I)=EXCE(I-1)*F
      EXCE(I-1)=EXCE(I-1)-PERC(I)
      IF(EXCE(I-1)-0.00001)1030,1040,1040
1030 PERC(I)=PERC(I)+EXCE(I-1)
      EXCE(I-1)=0.0
1040 CONTINUE
      IF(H0-130)1,1,2
      1 PERCB=EXCE(NCAM)*F
      EXCE(NCAM)=EXCE(NCAM)-PERCB
      IF(EXCE(NCAM)-0.00001)1044,1047,1047
1044 PERCB=PERCB+EXCE(NCAM)
      EXCE(NCAM)=0.0
      2 PERCB=0.
1047 SOBRA=0.0
      DO 1060 I=2,NCAM
      HUM(I)=HUM(I)+PERC(I)+SOBRA
      IF(HUM(I)-CAPCA)1057,1057,1050
1050 EXCE(I)=EXCE(I)+HUM(I)-CAPCA
      HUM(I)=CAPCA
      IF(EXCE(I)-HUMSA+CAPCA)1057,1057,1055
1055 SOBRA=EXCE(I)-HUMSA+CAPCA
      EXCE(I)=HUMSA-CAPCA
      GO TO 1060
1057 SOBRA=0.0
1060 CONTINUE
      RETURN
      END
```

PAGE 1 DECAP

// JOB T

DECAP

LOG DRIVE CART SPEC CART AVAIL PHY DRIVE
0000 0035 0035 0000

V2 M11 ACTUAL 16K CONFIG 16K

// FOR

*LIST SOURCE PROGRAM

*ONE WORD INTEGERS

*TRANSFER TRACE

*ARITHMETIC TRACE

SUBROUTINE DECAP(TERC2,RSUP2,EVTPD,ASUPT,HUMDI,EXCE,TOTDI,HUM,C,NC
*AM,QSUB,SOBRA,CK1,FO,FC,DELTA,HUMSA,PERC,CAPCA,QSUP,K,PERCB,ETR,HO
*)

C
C
C
C
C
C
C
C
C
C
C

FAZ O BALANCO HIDRICO NAS CAMADAS QUANDO
EVAPOTRANSPIRACAO E MAIOR QUE PRECIPITA
CAO E QUANDO ARMAZENAMENTO SUPERFICIAL
TOTAL(ASUPT) NAO SATISFAZ CALCULA A HUMI
DADE EXISTENTE E O EXCESSO DE AGUA EM CA
DA CAMADA

DIMENSION HUMDI(1),EXCE(1),TOTDI(1),HUM(1),PERC(1)
TERC2=0.0
RSUP2=0.0
EVTRD=EVTPD-ASUPT
HUMDI(1)=EXCE(1)-EVTRD
IF(HUMDI(1))2010,2010,2140
2010 TOTDI(1)=HUMDI(1)+HUM(1)
HUMDI(1)=0.
IF(TOTDI(1))2015,2015,2130
2015 T=0.0
EVTRD=EVTRD-HUM(1)-EXCE(1)
ETR=ETR+HUM(1)+EXCE(1)
HUM(1)=0.
EXCE(1)=0.
DO 2020 I=2,NCAM
T=T+EXCE(I-1)+HUM(I-1)
HUMDI(I)=EXCE(I)+(T-EVTRD)*C**(I-1)
IK1=I-1
IK2=I
JK1=I+1
IF(HUMDI(I))2018,2018,2120
2018 TOTDI(I)=HUM(I)+EXCE(I)+(T-EVTRD)*C**(I-1)
IF(TOTDI(I))2019,2019,2040
2019 ETR=ETR+HUM(I)+EXCE(I)
2020 CONTINUE
DO 2030 I=2,NCAM
HUM(I)=0.0
2030 EXCE(I)=0.0
QSUB=0.0
DO 2035 I=2,NCAM
2035 PERC(I)=0.0
PERCB=0.
SOBRA=0.0
GO TO 2150

```

EXCE(IK2)=0.0
ETR=ETR+(EVTRD-T)*C**IK1
2044 DO 2050 I=1,IK1
HUM(I)=0.0
2050 EXCE(I)=0.0
IF(JK1-NCAM)2053,2053,2057
2053 DO 2055 I=JK1,NCAM
HUMDI(I)=0.
2055 TOTDI(I)=0.
2057 QSUB=CK1*EXCE(IK2)
EXCE(IK2)=EXCE(IK2)*(1.0-CK1)
IF(EXCE(IK2)-0.00001)2058,2059,2059
2058 QSUB=QSUB+EXCE(IK2)
EXCE(IK2)=0.0
IF(JK1-NCAM)2059,2059,2064
2059 DO 2063 I=JK1,NCAM
QSUB=QSUB+CK1*EXCE(I)
EXCE(I)=EXCE(I)-CK1*EXCE(I)
IF(EXCE(I)-0.00001)2060,2063,2063
2060 QSUB=QSUB+EXCE(I)
EXCE(I)=0.0
2063 CONTINUE
2064 CONTINUE
IF(IK2-1)2072,2072,2065
2065 DO 2070 I=2,IK2
2070 PERC(I)=0.0
IF(JK1-NCAM)2072,2072,2147
2072 DO 2090 I=JK1,NCAM
SOMA=0.0
DO 2080 M=I,NCAM
2080 SOMA=SOMA+HUM(M)+EXCE(M)
HUMED=SOMA/(NCAM+1-I)
F=FO-(FO-FC)*EXP(-DELTA*(1-HUMED/HUMSA))
PERC(I)=EXCE(I-1)*F
EXCE(I-1)=EXCE(I-1)-PERC(I)
IF(EXCE(I-1)-0.00001)2085,2090,2090
2085 PERC(I)=PERC(I)+EXCE(I-1)
EXCE(I-1)=0.0
2090 CONTINUE
2091 CONTINUE
IF(H0-150)1,1,2
1 PERCB=EXCE(NCAM)*F
EXCE(NCAM)=EXCE(NCAM)-PERCB
IF(EXCE(NCAM)-0.00001)2094,2096,2096
2094 PERCB=PERCB+EXCE(NCAM)
EXCE(NCAM)=0.0
2 PERCB=0.
2096 SOBRA=0.0
IF(JK1-NCAM)2098,2098,2150
2098 DO 2110 I=JK1,NCAM
HUM(I)=HUM(I)+PERC(I)+SOBRA
IF(HUM(I)-CAPCA)2108,2108,2100
2100 EXCE(I)=EXCE(I)+HUM(I)-CAPCA
HUM(I)=CAPCA
IF(EXCE(I)-HUMSA+CAPCA)2108,2108,2105
2105 SOBRA=EXCE(I)-HUMSA+CAPCA
GO TO 2110

```

PAGE 3 DECAP

```
2110 CONTINUE
      GO TO 2150
2120 EXCE(IK2)=HUMDI(IK2)
      TOTDI(IK2)=0.
      ETR=ETR+(EVTRD-T)*C**IK1
      GO TO 2044
2130 HUM(1)=TOTDI(1)
      TOTDI(1)=0.
      EXCE(1)=0.0
      ETR=ETR+EVTRD
      GO TO 2143
2140 EXCE(1)=HUMDI(1)
      TOTDI(1)=0.
      ETR=ETR+EVTRD
2143 DO 2145 I=2,NCAM
      HUMDI(I)=0.
2145 TOTDI(I)=0.
      JK1=2
      IK2=1
      GO TO 2057
2147 SOMA=HUM(NCAM)+EXCE(NCAM)
      HUMED=SOMA
      F=F0-(F0-FC)*EXP(-DELTA*(1-HUMED/HUMSA))
      GO TO 2091
2150 QSUP=0.0
      K=1
      RETURN
      END
```

FEATURES SUPPORTED
TRANSFER TRACE
ARITHMETIC TRACE
ONE WORD INTEGERS

CORE REQUIREMENTS FOR DECAP
COMMON 0 VARIABLES 26 PROGRAM 1220

RELATIVE ENTRY POINT ADDRESS IS 0023 (HEX)

END OF COMPILATION

PAGE 1 XBASE

// JOB T

XBASE

LOG DRIVE CART SPEC CART AVAIL PHY DRIVE
0000 0035 0035 0000

V2 M11 ACTUAL 16K CONFIG 16K

// FOR

*LIST SOURCE PROGRAM

*ONE WORD INTEGERS

*TRANSFER TRACE

*ARITHMETIC TRACE

SUBROUTINE XBASE(PERAN,PERCB,QBASE,QO,HO,ND,K,COEF,K1,PERMI)

C
C
C
C

CALCULA O ESCOAMENTO DE BASE E O NIVEL
DO RESERVATORIO SUBTERRANEO (HO)

REAL K,K1
IF(PERAN-PERMI)1,1,3
1 IF(PERCB-PERMI)5,5,2
2 QO=QO*K**(ND-1)
ND=1
GO TO 6
3 IF(PERCB-PERMI)4,4,6
4 QO=QO*K1**(1-ND)
ND=1
5 QBASE=QO*K**ND
GO TO 7
6 QBASE=QO*K1**(-ND)
7 ND=ND+1
HO=HO-(QBASE*1./COEF)+PERCB
PERAN=PERCB
RETURN
END

FEATURES SUPPORTED

TRANSFER TRACE

ARITHMETIC TRACE

ONE WORD INTEGERS

CORE REQUIREMENTS FOR XBASE

COMMON 0 VARIABLES 2 PROGRAM 156

RELATIVE ENTRY POINT ADDRESS IS 0005 (HEX)

END OF COMPILATION

PAGE 1 QSARR

// JOB T

QSARR

LOG DRIVE CART SPEC CART AVAIL PHY DRIVE
0000 0035 0035 0000

V2 M11 ACTUAL 16K CONFIG 16K

// FOR

*LIST SOURCE PROGRAM

*ONE WORD INTEGERS

C
C SUBROUTINE PARA PROPAGACAO DE DESCARGA
C EM RESERVATORIOS CONTIGUOS
C
C VARIAVEIS
C N-NUMERO DE RESERVATORIOS
C C-COEFICIENTE (COE1,OU COE2)
C Q-ARRANJO QUE CONTEM AS DESCARGAS
C E-VARIAVEL AUXILIAR QUE AO FINAL DO DIA
C POSSUE O VALOR DA DESCARGA DE SAIDA DO ULTIMO RESERVATORIO.
C

SUBROUTINE QSARR(N,C,Q,E)
DIMENSION Q(1)
L=N+1
Q1=Q(1)
Q(1)=E
DO 10 I=2,L
E=((Q1+E)/2.-Q(I))*C+Q(I)
Q1=Q(I)
10 Q(I)=E
RETURN
END

FEATURES SUPPORTED
ONE WORD INTEGERS

CORE REQUIREMENTS FOR QSARR
COMMON 0 VARIABLES 6 PROGRAM 88

RELATIVE ENTRY POINT ADDRESS IS 000A (HEX)

END OF COMPILATION