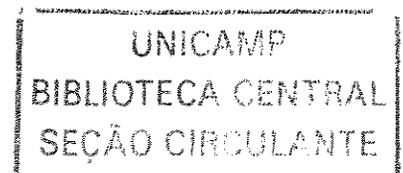


**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
FACULDADE DE ENGENHARIA CIVIL**

**ANÁLISE DO HIDROGRAMA UNITÁRIO  
GEOMORFOLÓGICO E REGIONALIZAÇÃO DO  
PARÂMETRO DE VELOCIDADE**

**MARCELO COSTA DE CARVALHO VILLELA**

**Campinas,SP  
Julho de 2001**



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
FACULDADE DE ENGENHARIA CIVIL**

**ANÁLISE DO HIDROGRAMA UNITÁRIO  
GEOMORFOLÓGICO E REGIONALIZAÇÃO DO  
PARÂMETRO DE VELOCIDADE**

**MARCELO COSTA DE CARVALHO VILLELA**

**Orientador: Dr. Abel Maia Genovez**

Tese de Doutorado apresentada à Comissão de pós-graduação da Faculdade de Engenharia Civil da Universidade Estadual de Campinas, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Engenharia Civil, na Área de Concentração de Recursos Hídricos.

**Campinas, SP  
Julho de 2001**

Atesto que essa é a versão definitiva da  
dissertação/tese.  
Prof. Dr. Abel Maia Genovez  
Matrícula 03957-2 - 25 / 04 / 85

UNIDADE	BC
Nº CHAMADA	+UNICAMP
	V715a
V	EX
TOMBO BC/	65138
PROC.	16-F-00086-05
C	<input type="checkbox"/>
D	<input checked="" type="checkbox"/>
PREÇO	11,00
DATA	09/08/05
Nº CPD	

BIBID - 359430

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA  
BIBLIOTECA DA ÁREA DE ENGENHARIA - BAE - UNICAMP

V715a Villela, Marcelo Costa de Carvalho  
Análise do hidrograma unitário geomorfológico e regionalização do parâmetro de velocidade / Marcleo Costa de Carvalho Villela.--Campinas, SP: [s.n.], 2001.

Orientador: Abel Maia Genovez.  
Tese (Doutorado) - Universidade Estadual de Campinas, Faculdade de Engenharia Civil.

1. Geomorfologia. 2. Hidrologia – Modelos matemáticos. 3. Previsão hidrológica. I. Genovez, Abel Maia. II. Universidade Estadual de Campinas. Faculdade de Engenharia Civil. III. Título.

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
FACULDADE DE ENGENHARIA CIVIL

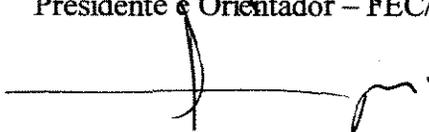
**ANÁLISE DO HIDROGRAMA UNITÁRIO  
GEOMORFOLÓGICO E REGIONALIZAÇÃO DO  
PARÂMETRO DE VELOCIDADE**

**Marcelo Costa de Carvalho Villela**

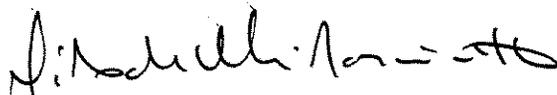
Tese de Doutorado aprovada pela Banca examinadora, constituída por:



Prof. Dr. ABEL MAIA GENOVEZ  
Presidente e Orientador – FEC/UNICAMP



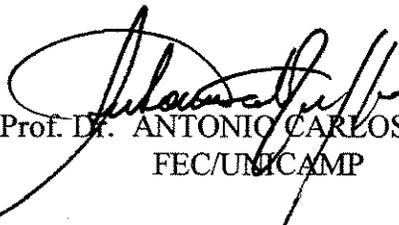
Prof. Dr. FAZAL HUSSAIN CHAUDHRY  
EESC-USP



Prof. Dr. NILO DE OLIVEIRA NASCIMENTO  
UFMG



Prof. Dr. EVALDO MIRANDA COIADO  
FEC/UNICAMP



Prof. Dr. ANTONIO CARLOS ZUFFO  
FEC/UNICAMP

Campinas, 19 de julho de 2001

<b>SUMÁRIO</b>	<b>página</b>
LISTA DE SÍMBOLOS –	v
LISTA DE FIGURAS -	vii
LISTA DE TABELAS –	ix
 RESUMO –	
 1- INTRODUÇÃO	 1
1.2 - OBJETIVOS –	2
 2- REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	 3
2.1- INTRODUÇÃO	3
2.2- GEOMORFOLOGIA	4
2.2.1-DEFINIÇÃO DE GEOMORFOLOGIA	4
2.2.2-RELEVO	5
2.2.3- RIOS	5
2.2.4- BACIA HIDROGRAFICA	6
2.2.5- REDE DE DRENAGEM	7
2.2.6- GEOMORFOLOGIA QUANTITATIVA	7
2.3- MODELOS QUE TRANSFORMAM CHUVA EM VAZÃO	11
2.3.1- HISTÓRICO DOS MODELOS CHUVA-VAZÃO	11
2.3.2- HIDROGRAMA DE CHEIA	11
2.3.3- TEMPO DE CONCENTRAÇÃO	12
2.3.4- PRINCÍPIOS DA TRANSFORMAÇÃO DA CHUVA EM VAZÃO	15
2.3.5- MODELO CONCEITUAL DE NASH	15
2.3.6- HIDROGRAMA UNITÁRIO	16
2.3.7- HIDROGRAMA UNITÁRIO TRIANGULAR DO SCS	17
2.3.8- HIDROGRAMA UNITÁRIO INSTANTÂNEO (HUI)	18
2.3.9- HIDROGRAMA UNITÁRIO INSTANTÂNEO GEOMORFOLOGICO (HUIG)	19
2.3.10- TRANSFORMAÇÃO HUI/HU	25
2.4- PROPAGAÇÃO DA ONDA DE CHEIA	27
2.4.1- INTRODUÇÃO	27
2.4.2- EQUACIONAMENTO GERAL DA PROPAGAÇÃO DA CHEIA	28
2.4.3- MÉTODO DE MUSKINGUM-CUNGE	28
 3- METODOLOGIA	 31
3.1- INTRODUÇÃO	31
3.2- OBTENÇÃO DOS DADOS	31
3.2.1- INTRODUÇÃO	31
3.2.2- BACIAS HIDROGRÁFICAS EM ESTUDO	32
3.2.3- DETERMINAÇÃO DOS DADOS GEOMORFOLOGICOS	33

3.2.4- DETERMINAÇÃO DOS DADOS HIDROLOGICOS	34
3.2.5- PROGRAMA COMPUTACIONAL	35
3.3- COMPARAÇÃO ENTRE OS HIDROGRAMAS	35
4- RESULTADOS	37
4.1- INTRODUÇÃO	37
4.2- DADOS HIDROLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS	37
4.3- EQUAÇÃO DO TEMPO DE CONCENTRAÇÃO -	51
4.4- COMPARAÇÃO ENTRE OS HIDROGRAMAS TEÓRICOS (HUG) E OBSERVADOS -	53
4.5- COMPARAÇÃO ENTRE OS HIDROGRAMAS TEÓRICOS (HUG COM MUSKINGUN) E OS OBSERVADOS	57
4.6- PREVISÃO DO VALOR DO PARÂMETRO VELOCIDADE DO HUG COM MUSKINGUM -	61
4.7- COMPARAÇÃO ENTRE OS HIDROGRAMAS TEÓRICOS (HUG com MUSKINGUN), HIDROGRAMAS TRIÂNGULARES DO SCS E OBSERVADOS -	62
5- CONCLUSÃO	68
6- BIBLIOGRAFIA	69
ANEXO A- PROGRAMA COMPUTACIONAL PARA GERAÇÃO DE HIDROGRAMA UNITÁRIO GEOMORFOLÓGICO DE QUARTA ORDEM	73

## LISTA DE SÍMBOLOS –

A	área da seção transversal
$A_i$	área de drenagem total dos canais de ordem $i$
$A_t$	área de drenagem total da bacia
$C_0, C_1, C_2$	coeficientes do modelo de Muskingun
D	duração da precipitação do hidrograma unitário
$D_t$	intervalo de tempo da discretização do modelo de Muskingun
g	aceleração da gravidade
HUT	hidrograma unitário triangular;
HUI	hidrograma unitário instantâneo
$HU(T_0)$	hidrograma unitário de duração $T_0$
$I_0$	declividade do rio
k	constante de armazenamento do reservatório
K	constante do modelo de Muskingun, tempo de viagem da onda de celeridade
$L_w$	comprimento dos rios de ordem $w$
n	rugosidade de Manning ou número de reservatórios do modelo Nash
$N_w$	número de canais de ordem $w$
$P_t$	precipitação que produz o hidrograma triangular;
$P_e$	precipitação efetiva
$P_{ij}$	probabilidades de transição do estado $i$ para o estado $j$
$p(s_i)$	probabilidade de percorrer o caminho $S_i$
$P_e$	precipitação efetiva
Q	vazão
$q_p$	vazão de pico
$q_l$	vazão lateral
$q_i$	intensidade de pico em cm/hora;
$R_b$	Lei dos números de canais
$R_l$	Lei dos comprimentos dos canais
$R_h$	raio hidráulico
S	volume armazenado no reservatório
$S_i$	caminho $i$ da gota d'água
$S_i(t)$	curva S
$S_f$	declividade da linha de energia do escoamento superficial
$S_0$	declividade do fundo do canal
t	tempo
$t_p$	tempo de pico do hidrograma unitário
$t_b$	tempo de base do hidrograma unitário
$t_r$	tempo de recessão do hidrograma unitário
$t_L$	tempo de retardamento do hidrograma unitário
$t_c$	tempo de concentração da bacia
$V_{cinemática}$	velocidade da onda cinemática ou celeridade
V	volume armazenado na saída da bacia hidrográfica
v	velocidade do escoamento na calha do rio principal

$x$	eixo longitudinal ao percurso da água
$X$	constante do modelo de Muskingun, fator de ponderação do armazenamento
$y$	profundidade do nível da água
$w$	ordem do canal
$\lambda_i$	tempo médio de permanência de partículas em cursos de ordem $i$
$\theta_i$	probabilidade de que o processo se inicie no estado $i$

## LISTA DE FIGURAS -

Figura 2.1- Esquematisação do processo geomorfológico de uma bacia hidrográfica.	4
Figura 2.2- Relação seção do rio com sua área de drenagem e características geométricas	6
Figura 2.3- Bacia hidrográfica e seus divisores.	7
Figura 2.4- Ordenação dos rios de uma bacia hidrográfica.	9
Figura 2.5- Hidrógrafa ou hidrograma.	13
Figura 2.6- Hidrograma em papel mono-log.	14
Figura 2.7- Probabilidades de transição e início do processo de caminhada da gota de chuva.	20
Figura 3.1- Localização das bacias hidrográficas em estudo.	33
Figura 4.1- Bacia do Ribeirão Palmital.	38
Figura 4.2- Hidrograma médio da bacia do Ribeirão Palmital.	39
Figura 4.3- Bacia do Ribeirão Pirapitingui.	40
Figura 4.4- Hidrograma médio da bacia do Ribeirão Pirapitingui.	41
Figura 4.3- Bacia do Ribeirão do Rancho Queimado.	42
Figura 4.6- Hidrograma médio da bacia do Ribeirão do Rancho Queimado.	43
Figura 4.7- Bacia do Ribeirão do Engenho da Serra.	44
Figura 4.8- Hidrograma médio da bacia do Ribeirão do Engenho da Serra.	45
Figura 4.9- Bacia hidrográfica do Ribeirão Claro.	46
Figura 4.10- Hidrograma médio da bacia do Ribeirão Claro.	47
Figura 4.11- Bacia do Ribeirão Salgado.	48
Figura 4.12- Hidrograma médio da bacia do Ribeirão Salgado.	49
Figura 4.13- Bacia do Ribeirão da Estiva.	50
Figura 4.14- Hidrograma médio da bacia do Ribeirão da Estiva.	51
Figura 4.15- Determinação do $t_c$ no evento 10 da bacia 2D-61R	52
Figura 4.16- Comparação entre os hidrogramas observados e gerados da bacia do Ribeirão Palmital.	54
Figura 4.17- Comparação entre os hidrogramas observados e gerados da bacia do Ribeirão Pirapitingui.	54
Figura 4.18- Comparação entre os hidrogramas observados e gerados da bacia do Ribeirão do Rancho Queimado.	54
Figura 4.19- Comparação entre os hidrogramas observados e gerados da bacia do Ribeirão do Engenho da Serra.	55
Figura 4.20- Comparação entre os hidrogramas observados e gerados da bacia do Ribeirão Claro.	55
Figura 4.21- Comparação entre os hidrogramas observados e gerados da bacia do Ribeirão do Salgado.	56
Figura 4.22- Comparação entre os hidrogramas observados e gerados da bacia do Ribeirão da Estiva.	56
Figura 4.23- Comparação entre HU observado e HUG com Muskingum, no Posto 2D-61R.	57
Figura 4.24- Comparação entre HU observado e HUG com Muskingum,	

no Posto 2D-59R.	58
Figura 4.25- Comparação entre HU observado e HUG com Muskingum, no Posto 5C-31R.	58
Figura 4.26- Comparação entre HU observado e HUG com Muskingum, no Posto 4B-14R.	58
Figura 4.27- Comparação entre HU observado e HUG com Muskingum, no Posto 8C-8R.	59
Figura 4.28- Comparação entre HU observado e HUG com Muskingum, no Posto 4B-13R.	59
Figura 4.29- Comparação entre HU observado e HUG com Muskingum, no Posto 4B -17R.	60
Figura 4.30- Validação do modelo através da comparação dos hidrogramas Unitários.	61
Figura 4.31- Comparação entre HUG com Muskingum e HU observado e HU do SCS para a bacia 2D-61R.	63
Figura 4.32- Comparação entre HUG com Muskingum e HU observado e HU do SCS para a bacia 2D-59R.	63
Figura 4.33- Comparação entre HUG com Muskingum e HU observado e HU do SCS para a bacia 5C-31R.	64
Figura 4.34- Comparação entre HUG com Muskingum e HU observado e HU do SCS para a bacia 4B-14R.	64
Figura 4.35- Comparação entre HUG com Muskingum e HU observado e HU do SCS para a bacia 8C-8R.	65
Figura 4.36- Comparação entre HUG com Muskingum e HU observado e HU do SCS para a bacia 4B-13R.	65
Figura 4.37- Comparação entre HUG com Muskingum e HU observado e HU do SCS para a bacia 4B-17R.	66
Figura 4.38- Comparação entre os valores dos tempos de concentração.	67
Figura 4.39- Hidrogramas comparados aplicando $t_c$ obtido nesse trabalho	67

**LISTA DE TABELAS –**

Tabela 3.1- Bacias Hidrográficas em Estudo	32
Tabela 4.1- Dados geomorfológicos da bacia do Ribeirão Palmital	39
Tabela 4.2- Dados geomorfológicos da bacia do Ribeirão Pirapitingui.	41
Tabela 4.3- Dados geomorfológicos da bacia do Ribeirão do Rancho Queimado.	43
Tabela 4.4- Dados geomorfológicos da bacia do Ribeirão do Engenho da Serra	45
Tabela 4.5- Dados geomorfológicos da bacia do Ribeirão Claro.	47
Tabela 4.6- Dados geomorfológicos da bacia do Ribeirão Salgado.	49
Tabela 4.7- Dados geomorfológicos da bacia do Ribeirão da Estiva.	51
Tabela 4.8- Tabela de correlação para o tempo de concentração	53
Tabela 4.9- Comparação entre as defasagens dos hidrogramas	60
Tabela 4.10- Tabela de correlação para o parâmetro velocidade.	62
Tabela 4.11- Comparação entre $t_c$ observado e obtido pela equação de Kirpich.	66

## **AGRADECIMENTOS –**

O presente trabalho demandou trabalho e dedicação e não poderia ser concluído sem a colaboração de diversas pessoas. Meu agradecimento ao Prof. Abel Maia Genovez pela idéia do trabalho e o tempo dedicado para concretização do mesmo. Meu agradecimento a FAPESP pelo apoio financeiro a pesquisa. Meu agradecimento ao colega doutorando Fernando Sergio do Amaral Coelho pelo compartilhamento das dúvidas e soluções aqui propostas. Finalmente agradeço aos meus pais, Domingos e Carmem, pelo eterno apoio.

**RESUMO –**

Villela, Marcelo Costa de Carvalho. ANÁLISE DO HIDROGRAMA UNITÁRIO GEOMORFOLÓGICO E REGIONALIZAÇÃO DO PARÂMETRO VELOCIDADE. Campinas, Faculdade de Engenharia Civil, Universidade Estadual de Campinas, 2001, 105 páginas. Tese de Doutorado.

A grande parte dos problemas de determinação de hidrograma de projeto ocorrem em bacias não monitoradas e conseqüentemente sem dados que permitam correlacionar chuva com o hidrograma de saída. Esse problema pode ser superado através da transformação da chuva em vazão mediante um modelo matemático gerado de bacias com características próximas da bacia em estudo. Esses modelos matemáticos são simplificações do complexo fenômeno de transformação da chuva em vazão, tais como HU triangular do SCS e HU Regionalizado de REDA. Esses modelos se baseiam em algumas características da bacia, gerando em muitos casos valores aproximados de projeto. O modelo HUG, hidrograma unitário geomorfológico vem generalizar a aplicação da transformação da chuva em vazão para bacias de diferentes formas, pois considera parâmetros geomorfológicos não utilizados em outros modelos, tais como topografia (hierarquia das sub-bacias) e rede hídrica (ordenação da rede hídrica). O modelo HUG necessita do conhecimento do parâmetro velocidade “ $v$ ”, característico da bacia, a princípio determinado por tentativa em bacias monitoradas, observando hidrogramas unitários medidos em campo. Aplicações do HUG apresentaram defasagem dos picos dos hidrogramas com relação aos observados, devida a parcial consideração do fenômeno da translação (ou propagação) da gota de chuva na calha do rio principal. Esse problema foi aqui superado com a introdução do Modelo de Muskingum-Cunge, para translação (ou propagação) do HUG ao longo da calha do rio. Também foi desenvolvida uma equação regionalizada para determinação do parâmetro velocidade, com base nas características geomorfológicas da bacia. Isso permitiu uma melhora significativa na previsão do tempo e valor do pico de cheia de uma bacia e a aplicação do modelo em bacias não monitoradas. O modelo geomorfológico acrescido de translação na calha do rio mostrou-se superior, em precisão, com relação a outros modelos de larga utilização, tais como o HU do SCS. Esse trabalho foi aplicado em 7 bacias do Estado de São Paulo, com área entre 40 e 270 Km<sup>2</sup>, permitindo gerar uma equação regionalizada do parâmetro velocidade “ $v$ ” e do tempo de concentração das bacias “ $t_c$ ”, dados úteis para aplicar o modelo em bacias não monitoradas.

Hidrograma Unitário Geomorfológico

## SUMMARY

Villela, Marcelo Costa de Carvalho. ANALYSIS OF THE GEOMORPHOLOGIC HYDROGRAM UNIT AND THE REGIONALISATION OF THE VELOCITY PARAMETER. Campinas, Civil Engineering College, Campinas State University, 2001, 105 pages. Doctorate thesis.

The greatest part of problems about the determination of a hydrogram project occurs on non-monitored basins and therefore without data to permit the co-relation of the rain with the exit hydrogram. This problem can be overcome through the transformation of the rain into water evacuation by a mathematical model generated from basins with similar characteristics to the one being studied. These mathematical models are the simplification of the complex phenomenon of the transformation of the rain into water evacuation, such as the triangular HU of the S.C.S. and the Regionalized HU of REDA. These models are based on some of the basins characteristics, generating, in many cases, approximated values for projects. The GHU model (Geomorphologic Hydrogram Unit) come to generalize the application of the transformation of the water into evacuation to different shaped basins, because it takes into consideration geomorphologic parameters not used in other models, such as topography (the hierarchy of sub-basins) and the hydric net (the order of sub-basins). The GHU model needs the knowledge of the velocity parameter “ $v$ ”, characteristic of the basin, primary determined by tests on monitored basins, observing Hydrograms Unit measured “in field”. Applications of GHU presented insufficiency on the summits of the hydrograms in relation with the observed, because of been partly taken into consideration the phenomenon of translation of rain drops into the channel of the main river. This problem was here overcome by the introduction of Muskingum-Cunge model for the translation of the UHG throughout the river’s channel. It was also developed a regionalized equation for the determination of the velocity parameter, based on the basins geomorphologic characteristics. With this, it was permitted a significant improvement on the weather forecast, on the value of the flooding summit of a basin and the application of this method on non-monitored basins. The geomorphologic model, increased by the translation of the rain level on the river’s channel was show to be superior in precision in relation to other methods widely used, such as the UH from SCS. This work was applied on 7 basins in the state of São Paulo, with areas between 40 and 270 km<sup>2</sup>, allowing to generate regionalized equations for the velocity parameter “ $v$ ” and the concentration time of the basins “ $t_c$ ”, useful data to apply the model on non-monitored basins.

Geomorphologic Hidrogram Unit

## 1- INTRODUÇÃO

Este trabalho faz parte de um estudo mais amplo sobre os métodos de determinação das vazões de enchentes em pequenas bacias rurais sem medições de vazão. O estudo das vazões de enchente de pequenas bacias é muito importante no dimensionamento de pequenas obras hidráulicas, como pontes e bueiros em estradas, que não justificam grandes gastos na coleta de dados hidrológicos para o seu dimensionamento.

Considerando a grande dificuldade de se obter dados de vazão para pequenas bacias hidrográficas, os métodos e fórmulas geralmente empregados utilizam dados de precipitação, que são normalmente encontrados, ficando a critério dos engenheiros a utilização do método mais adequado para determinação da vazão.

Dentre as alternativas atualmente disponíveis para a transformação de chuva em vazão, um dos métodos mais tradicionais e de fácil utilização é o Hidrograma Unitário (HU), inicialmente proposto por Sherman em 1932 e suas modernas derivações, tais como HU do Soil Conservation Service, HU de Clark entre outros. Tendo-se o HU, para uma dada chuva, a correspondente vazão de escoamento superficial pode então ser estimada.

O método do Soil Conservation Service é um dos métodos mais conhecidos e utilizados para a obtenção do Hidrograma Unitário de pequenas bacias. Esse método tem como característica sua simplicidade e a não utilização de dados regionais para estimar a vazão com maior precisão.

Recentemente o Hidrograma Unitário Geomorfológico permitiu relacionar a forma da bacia com seu hidrograma, ligando teoricamente a geomorfologia da bacia com a sua resposta hidrológica.

Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979) introduziram o chamado Hidrograma Unitário Instantâneo Geomorfológico (HUIG) e a partir deste estudo, abriram-se as fronteiras para investigação no campo da hidrogeomorfologia. Fazendo uso das leis de Horton, apresentaram uma

teoria que estabelece uma relação direta entre a estrutura geomorfológica da bacia hidrográfica e sua resposta hidrológica. Vários outros hidrólogos propuseram modificações e melhorias nas teorias pioneiras do HUIG mas não acrescentaram precisão e caíram em desuso.

O problema a ser resolvido é a geração de um hidrograma unitário (HU) para pequenas bacias rurais apenas com os dados obtidos dos mapas topográficos. Os dados dos mapas são as características geomorfológicas da bacia para gerar o HU de projeto. São necessários os seguintes dados para a resolução do modelo: Ordenação dos rios, com cada trecho levantado sua ordem, comprimento e área de contribuição e a estimativa do parâmetro "v" do modelo geomorfológico.

A aplicação do modelo exige que lancemos mão de algumas hipóteses, com base em outros estudos correlatos. São elas : Velocidade do escoamento no HUG foi assumida, conforme observado por Pilgrim (1977). Velocidade do escoamento é função de alguns parâmetro geomorfológicos da bacia, provavelmente comprimento, declividade do rio principal ou área da bacia, conforme observado por Singh (1986), Allen (1994), Boyd (1978) e Agnese (1988), que estabeleceram relações entre alguns parâmetros da bacia e a velocidade do escoamento superficial. A topografia da bacia é produto final da interação da ação da chuva com a geologia do local. Portanto os parâmetros geomorfológicos devem ser obtidos em bacias como solo erodível, cuja rede de drenagem não é condicionada pela geologia do local ou seja em bacias com rede hídrica do tipo dentrítica. Uma relação matemática do parâmetro velocidade, "v", do HUG com relação a um parâmetro geomorfológico da bacia hidrográfica, de modo a permitir obter o HUG a partir apenas de dados extraídos de mapas topográficos em bacias sem medições de campo. Com o HUG temos um hidrograma unitário característico de projeto da bacia, com formato, pico e tempos bem explicitados e úteis nos projetos hidrológicos.

A pesquisa foi realizada para pequenas bacias hidrográficas com área entre 50 e 270 Km<sup>2</sup>, por serem consideradas pequenas bacias e que em geral não se dispõe de dados hidrológicos observados.

## 1.2 – OBJETIVOS –

Analisar o método do Hidrograma Unitário Geomorfológico, (HUG) e seu parâmetro velocidade, de tal forma a permitir a determinação do HU para bacias sem dados observados, como geralmente são as pequenas bacias hidrográficas com área pequenas.

Determinar uma equação do tempo de concentração, que permita aplicar o modelo do HUG com Muskingun-Cunge.

Fazer uma adaptação do método do HUG, agregando-lhe o método de translação (ou propagação) de enchentes de Muskingun-Cunge, para as calhas dos rios.

Analisar a determinação do parâmetro velocidade "v" com base em características geomorfológicas da bacia hidrográfica, permitindo aplicar o modelo em bacias não monitoradas.

## 2- REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1- INTRODUÇÃO

É muito comum serem feitos projetos hidráulicos em pequenas bacias hidrográficas onde não se tem dados de vazão, mas se dispõe de dados de chuva que permitem determinar a vazão de projeto através de um método que transforme chuva em vazão.

Uma solução possível é através do método que relaciona a topografia da bacia (através da sua geomorfologia) com o hidrograma de cheia por ela gerada (hidrograma unitário geomorfológico).

O problema levantado é a geração de um hidrograma unitário (HU) para pequenas bacias rurais, onde não se dispõe de dados de vazão, apenas com parâmetros obtidos dos mapas topográficos. Os dados dos mapas fornecem as características geomorfológicas da bacia em estudo que permitem aplicar a transformação chuva-vazão pelo método do hidrograma unitário geomorfológico.

O presente trabalho procura determinar o hidrograma unitário de uma bacia hidrográfica a partir de seus dados geomorfológicos, obtidos de um mapa topográfico. Para que isso seja possível e necessário compreender a inter-relação da chuva com a topografia da bacia, estudado no campo da geomorfologia.

## 2.2- GEOMORFOLOGIA

### 2.2.1 - DEFINIÇÃO DE GEOMORFOLOGIA

A geomorfologia sistematiza as relações que formam o relevo de uma bacia hidrográfica. O relevo é resultado de duas forças antagonônicas, mecanismos internos (atividades vulcânicas e sísmicas) e mecanismos externos (atividades climáticas). Um dos mecanismos externos do processo de esculturação do relevo é a ação da chuva e do escoamento superficial, permitindo relacionar a topografia do local com a chuva que o esculpiu.

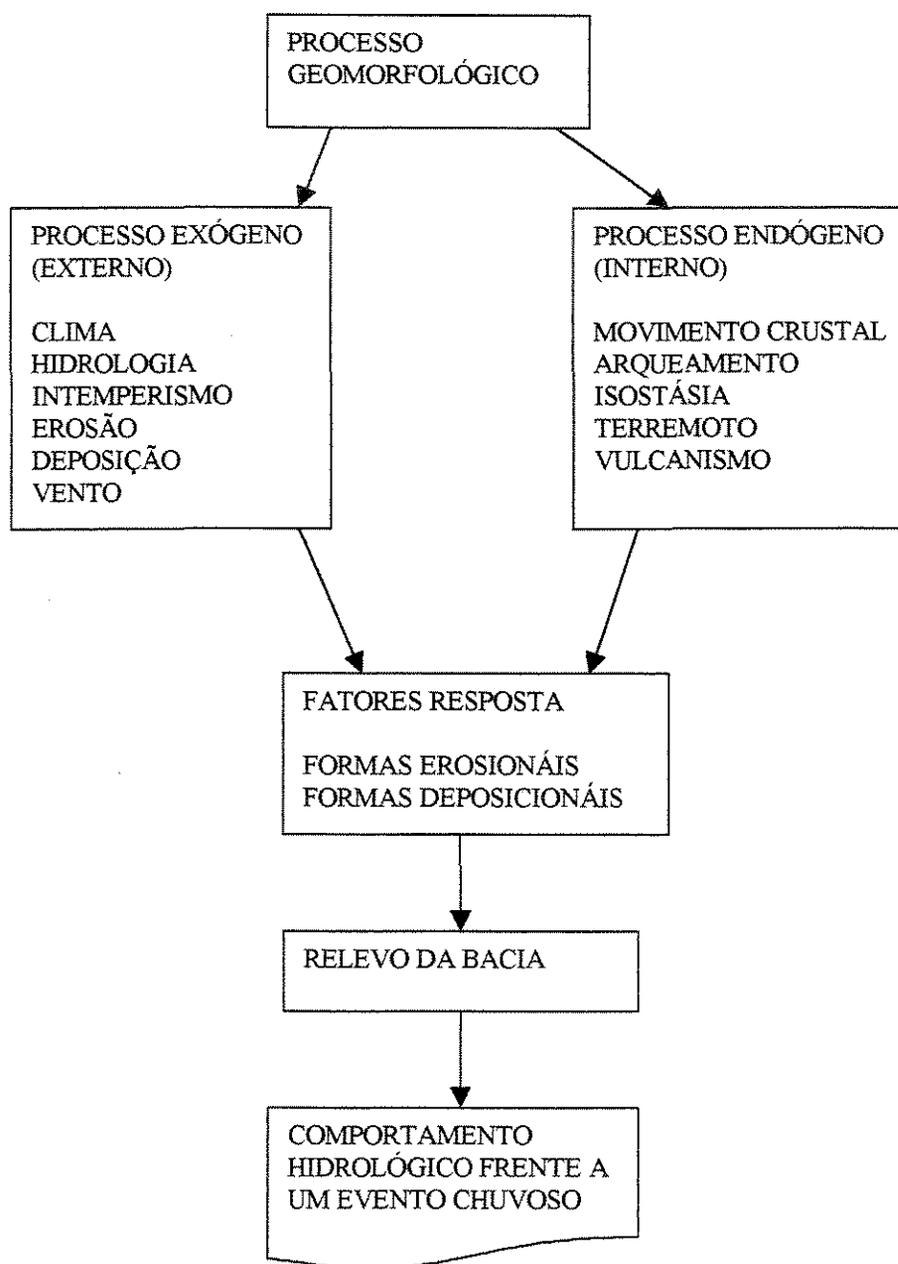


Figura 2.1 - Esquematização do processo geomorfológico de uma bacia hidrográfica.

O estudo da geomorfologia é a base conceitual que permite prever como a bacia se comporta em resposta a algum evento chuvoso, a partir da topografia da bacia. A figura 2.1 permite observar a relação entre os fenômenos internos e externos da bacia.

### 2.2.2 – RELEVO

A superfície de uma bacia hidrográfica forma o relevo que a caracteriza e que é observado através de mapas topográficos. Relevo é a superfície da bacia hidrográfica representada por um mapa topográfico. Os mapas topográficos são representações das linhas que unem os pontos do relevo com a mesma elevação.

O relevo é o produto de duas ações contrárias e simultâneas presentes na bacia hidrográfica, as forças endógenas e exógenas. As forças endógenas, terremotos, acentuam as formas do relevo. As forças exógenas, erosão, atenuam as formas do relevo. Essas forças ao longo do tempo formaram o relevo da bacia e observando esse relevo foi possível estabelecer relações entre as formas do relevo e seus processos geradores.

### 2.2.3- RIOS

O rio é um importante agente no transporte de sedimentos originados das encostas ou vertentes. O rio se ajusta rapidamente, em poucos anos, os termos de declividade, seção transversal e rugosidade a vazão e a carga de sedimentos que nele chegam, possibilitando relacionar a forma da bacia com a sua vazão e carga de sedimentos em um rio em equilíbrio.

Rio é qualquer escoamento da água confinado em um canal natural. É originado das águas superficiais, sub-superficiais e subterrâneas presentes na bacia.

Segundo Skinner e Porter (1996), um rio sofre as seguintes alterações conforme escoar para a saída da bacia:

- aumenta da descarga, pela chegada de novos tributários
- aumento da seção, para manter a mesma velocidade, mesmo com o aumento da vazão
- diminuição do gradiente, conforme deposita os sedimentos em suspensão
- velocidade praticamente não se altera rio abaixo, se altera somente durante chuvas intensas.

O ajuste dessas variáveis se percebe na seção transversal do rio, no seu perfil longitudinal e na sua rede de drenagem da bacia, ver figura 2.4, permitindo a construção de modelos matemáticos que as inter-relacionam.

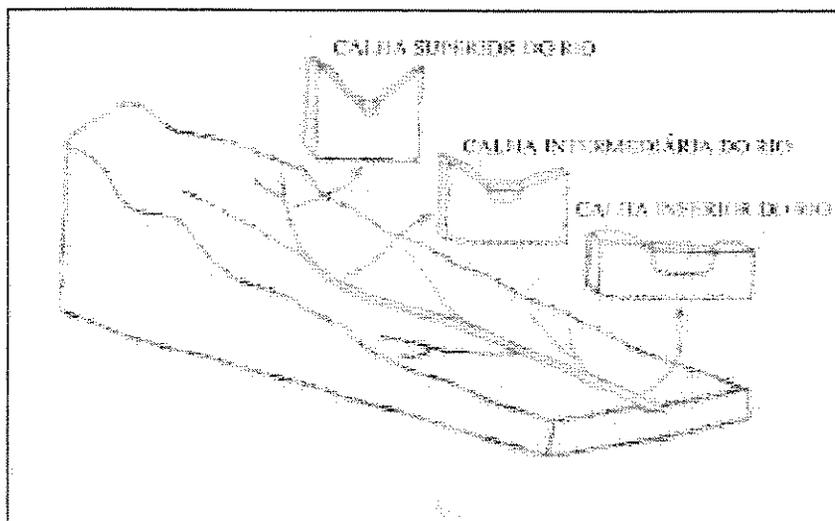


Figura 2.2 – Relação seção do rio com sua área de drenagem e características geométricas

As forças atuantes na água são:

- gravidade, componente do peso no sentido do escoamento, movimenta o curso d'água de montante para jusante;
- fricção, atrito da água nas paredes do canal, contrária ao escoamento, retardando sua aceleração encosta abaixo;
- cisalhamento, atrito que ocorre entre as camadas do escoamento, devido a diferentes velocidades do escoamento dentro do canal.

No regime uniforme e permanente essas forças se equilibram , de modo que o escoamento adquira uma velocidade constante. Essa simplificação permite desenvolver um equacionamento da velocidade do escoamento, conforme proposto por Manning.

#### 2.2.4- BACIA HIDROGRÁFICA

Bacia hidrográfica ou bacia de drenagem de um curso de água é a área receptora da precipitação que chega ao curso d'água. Os limites de uma bacia contribuinte são definidos pelos divisores de água ou espigões que a separam das bacias adjacentes. Uma bacia contribuinte tem uma única saída, que é um ponto no qual o curso de água corta o divisor

Do ponto de vista hidrológico uma bacia hidrográfica média tem as seguintes características, segundo Ponce (1989):

- Precipitação uniforme no espaço.
- Precipitação variável no tempo.
- Escoamento superficial e na calha do rio.
- Armazenamento nos canais pode ser desprezado, ocorre predominantemente translação.

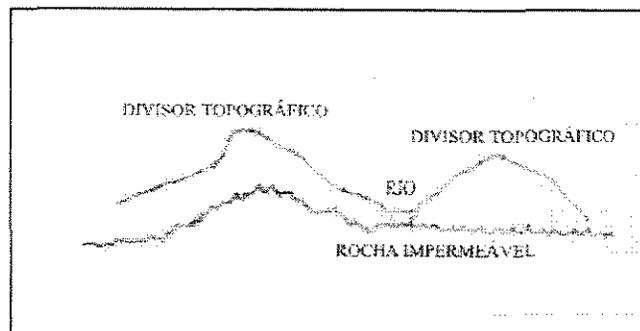


Figura 2.3 – Bacia hidrográfica e seus divisores.

Nesse estudo, nos concentramos nas médias bacias hidrográficas onde a resposta a um evento chuvoso depende de suas características superficiais da bacia e do armazenamento na calha do rio.

Nas médias bacias hidrográficas os processos de formação das cheias, estão diretamente ligados aos elementos geomorfológicos das bacias contribuintes e de sua calha, exigindo uma descrição qualitativa e quantitativa desses elementos geomorfológicos das bacias contribuintes naturais e um estudo minucioso da rede hídrica, daí a necessidade de expressar em números a morfologia da bacia hidrográfica.

#### 2.2.5- REDE DE DRENAGEM

O conjunto de todos os rios de uma bacia hidrográfica forma seu padrão de drenagem, que é o arranjo espacial dos cursos de água da bacia hidrográfica. Seu estudo é o início do conhecimento e quantificação das características de uma bacia. Rede de drenagem ou rede hídrica é o conjunto de todos os canais fluviais de uma determinada bacia hidrográfica que contribuem na formação do escoamento do canal principal.

O arranjo espacial dos rios de uma bacia hidrográfica cria um hierarquia fluvial, que classifica um determinado rio e sua sub-bacia dentro de toda a bacia hidrográfica. O padrão de drenagem é condicionado pela estrutura topográfica e geológica da bacia, podendo um predizer o outro McKnight, (1996).

#### 2.2.6 – GEOMORFOLOGIA QUANTITATIVA

O conjunto de todos os rios de uma bacia hidrográfica forma seu padrão de drenagem. Padrão de drenagem de uma bacia é o arranjo espacial dos cursos de água da bacia hidrográfica. Esse arranjo espacial cria um hierarquia fluvial, que classifica um determinado rio e sua sub-bacia dentro de toda a bacia hidrográfica. Posteriormente esse arranjo dos cursos d'água permitem relacionar o formato da rede hídrica com a vazão na saída da bacia.

O padrão de drenagem de uma bacia hidrográfica é condicionado pela estrutura topográfica e geológica da bacia McKnight, (1996). A rede hídrica de uma bacia hidrográfica é a principal via de saída de água e sedimentos da bacia e se forma para acomodar um valor médio de vazão e sedimentos que ocorre com certa regularidade na bacia. Com essas duas afirmações podemos prever como uma bacia se comporta durante um evento chuvoso a partir de sua rede de drenagem. O processo de formação e movimento das cheias está diretamente ligado aos elementos geomorfológicos da bacia contribuinte Carvalho, (1986).

A diversidade de disposições dos canais dentro de uma bacia hidrográfica pode ser descrita quantitativamente através de parâmetros geomorfológicos relacionados com o número de canais, suas áreas e comprimentos.

Quando se analisa uma bacia topográfica procura-se criar um ordenação dos rios para se ter um padrão de comparação entre as bacia. Essa ordenação cria uma hierarquia das ordens dos rios permitindo relacionar a drenagem com a geomorfologia da bacia.

O estudo das bacias de drenagem dentro da geomorfologia iniciou-se com a criação das leis básicas, com as propriedades matemáticas, feito por Horton (1945), Strahler (1954) e Gregory e Walling (1973), segundo Scheidegger, A. E., (1968).

A hierarquia da rede hídrica cria as ordens dos rios, que permitem ordenar toda a bacia hídrica. A ordenação começa com os rios de primeira ordem, que são os rios sem tributários e o encontro de rios de mesma ordem criam um novo rio, a jusante, de uma ordem superior. Em toda a bacia o rio de maior ordem é chamado de rio principal e dá a ordem da bacia como um todo.

Os trabalhos iniciais de Horton e Strahler criaram uma forma de ordenação dos rios, como se segue:

- rios de primeira ordem são os rios sem tributários ou seja nascentes;
- o encontro de rios de mesma ordem criam um novo rio, a jusante, de uma ordem superior;
- o encontro de rios de ordem diferentes cria um novo rio, a jusante, de ordem igual a maior ordem que o gerou.

Com essa ordenação no final da bacia tem-se o rio de maior ordem, que é chamado de rio principal e dá a ordem da bacia como um todo.

Essa ordenação permite que se crie vários índices que caracterizam a bacia hidrográfica em estudo. Esses índices são determinados através das Leis de composição de drenagem, proposta por Horton.

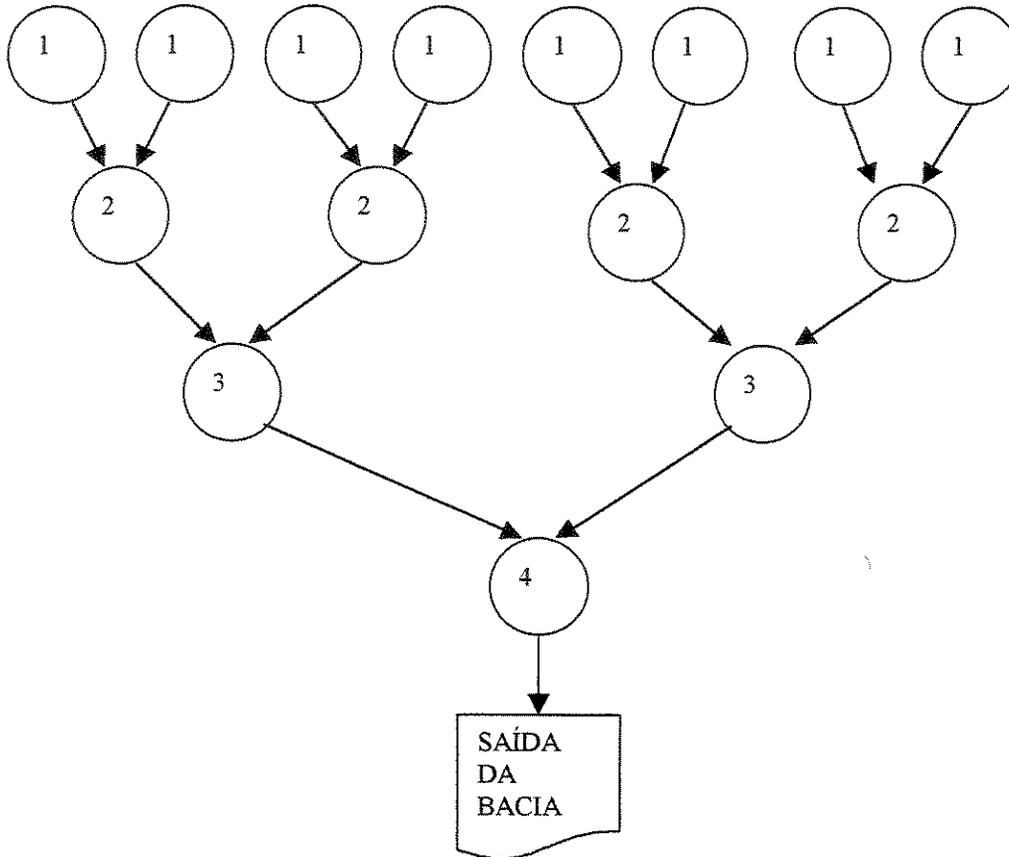


Figura 2.4 – Ordenação dos rios de uma bacia hidrográfica.

Estudos propostos por Horton originaram uma série de Leis que permitem definir a morfologia de uma bacia hidrográfica. As equações quantitativas das leis de Horton são:

- Lei dos números de canais

$$R_b = \frac{N_{w-1}}{N_w} \quad (2.3)$$

- Lei dos comprimentos dos canais

$$R_l = \frac{\overline{L_w}}{\overline{L_{w-1}}} \quad (2.4)$$

- Lei das áreas de drenagem

$$R_L = \frac{\overline{A_w}}{A_{w-1}} \quad (2.5)$$

Onde  $w$  representa a ordem do canal,  $A$  área ou área média,  $N$  o número de canais de ordem  $w$  e  $L$  é o comprimento médio dos rios de ordem  $w$ .

As leis propostas por Horton podem ser representadas graficamente, formando o diagrama de Horton. Nesses diagramas desenha-se o logaritmo do número de canais, ou comprimento médio dos canais ou área média dos canais contra determinada ordem, formando retas com declividade característica da bacia em estudo.

Após a ordenação da rede hídrica podemos observar todos os possíveis caminhos da água pela superfície da bacia até a sua saída. Esses caminhos originados das sub-bacias formam pequenos hidrogramas que chegam na saída da bacia em diferentes tempos. O processo de convolução desses hidrogramas formam o hidrograma final da bacia hidrográfica.

A gota d'água é assumida caindo sempre em uma área de montante de um trecho de rio e percorre a superfície da bacia fazendo transições para uma ordem superior de rio, até a saída da bacia. Os caminhos possíveis da água e a conseqüente hierarquização da rede de drenagem, depende das informações presentes no mapa topográfico adotado (efeito escala). Para padronizar o trabalho e considerando o efeito escala, que muda a precisão do mapa e a obtenção dos caminhos possíveis da água percorrer até o fim da bacia, adotou-se como padrão a escala dos mapas em 1:50.000, Coelho, (1998).

Para uma bacia de terceira ordem os caminhos possíveis da água sobre a bacia são:

*área<sub>1</sub> → rio<sub>1</sub> → rio<sub>2</sub> → rio<sub>3</sub> → saída*

*área<sub>1</sub> → rio<sub>1</sub> → rio<sub>3</sub> → saída*

*área<sub>2</sub> → rio<sub>2</sub> → rio<sub>3</sub> → saída*

*área<sub>3</sub> → rio<sub>3</sub> → saída*

Os caminhos possíveis de um gota d'água percorrer são:

$$c = 2^{\text{ordem}-1} \quad (2.6)$$

Portanto para uma bacia de ordem três temos 4 caminhos possíveis.

## 2.3- MODELOS QUE TRANSFORMAM CHUVA EM VAZÃO

### 2.3.1- HISTÓRICO DOS MODELOS CHUVA-VAZÃO

Modelos que transformam chuva em vazão procuram transformar um evento chuvoso em vazão, de forma aproximada e com parâmetros extraídos o mais próximo possível da bacia em estudo Righetto, (1998). Para que isso seja possível é necessário entender como a precipitação percorre a superfície da bacia formando o escoamento superficial e finalmente gerando a hidrógrafa na saída da bacia.

Os métodos de transformar chuva em vazão, do tipo hidrograma unitário, são úteis em bacias hidrográficas onde não se dispõe de dados de vazão dos rios, apenas da precipitação.

A literatura cita muitos modelos chuva-vazão, desde o primeiro, o Método Racional e passando pelas evoluções que se seguiram com o advento do HU (hidrograma unitário), tais como HU do Soil Conservation Service (SCS), na forma adimensional ou triangular, o HU de Clark, o HU Regionalizado de REDA entre outros.

Todos tem em comum o fato de serem mais preciso se aplicados em bacia de mesmas condições que a do estudo feito pelo pesquisador, portanto apresentam restrições quando aplicados em bacias muito diferentes das bacias que originaram o modelo.

Com aparecimento do HU Geomorfológico, começa uma nova era na determinação de hidrogramas, pois as características físicas da bacia hidrográfica começam a ser consideradas nos parâmetros do modelo, ampliando o uso do modelo HU, melhorando sua precisão dos cálculos e ampliando sua aplicabilidade.

### 2.3.2- HIDROGRAMA DE CHEIA

O hidrograma de cheia de uma bacia é a sua resposta a um evento chuvoso, resumindo todo seu comportamento hidrológico após uma chuva. Conceitualmente o hidrograma de cheia é o resultado dos movimentos da água de chuva: movimento de translação (ou propagação) e armazenamento na calha do rio; movimento de translação (ou propagação) e armazenamento na superfície da bacia. São movimentos simultâneos que se somam para formar o hidrograma final da

bacia e ocorrem tanto na superfície da bacia quanto na sua camada sub-superficial, podendo-se desprezar a variação do escoamento de base durante um evento chuvoso.

O movimento de translação (ou propagação) na superfície da bacia e na calha do rio são de concentração, paralelos ao talvegue dos cursos de água. Na calha principal da bacia tem a duração do tempo em que a água leva para ir do ponto mais distante da bacia até a seção de controle na saída. Esse tempo é também chamado de tempo de concentração da bacia. Esse movimento da água pode ser representado por modelos matemáticos do tipo Muskingum, por exemplo.

O movimento de armazenamento (ou amortecimento) é perpendicular ao talvegue e tem duração do tempo em que a água leva para percorrer a encosta, da sua crista até a calha do rio. Esse movimento pode ser representado por reservatórios lineares, como o proposto por Clark.

A soma desses movimentos de água pode ser observada no hidrograma de cheia da bacia e separados em três partes: movimento superficial, movimento sub-superficial e escoamento de base (na calha do rio). O movimento superficial ocorre sobre a superfície da bacia e é caracterizado pela sua maior velocidade. O movimento sub-superficial ocorre sob a superfície da bacia e é caracterizado pela pequena velocidade. O escoamento de base é o movimento da água devido ao lençol freático, caracterizado pela lenta velocidade.

Esses movimentos podem ser separados dentro de uma hidrógrafa transformando um hidrograma, com unidades vazão e tempo em um gráfico de log-vazão e tempo, onde as curvas do hidrograma se transformam em pequenas retas onde as inflexões marcam os tempos finais de ocorrência de cada movimento.

A primeira inflexão após o pico de cheia marca uma importante característica da bacia, o tempo de concentração. Tempo de concentração de uma bacia é o tempo em que a chuva leva para ir do seu ponto mais extremo até a saída da bacia. Através do hidrograma esse tempo é observado entre o tempo final da chuva (obtido do hietograma) e o tempo da primeira inflexão após o pico de cheia (obtido do hidrograma transformado em log vazão e tempo).

O tempo de concentração mede o tempo em que toda a bacia contribui na sua saída. É um importante parâmetro característico da bacia estando presente, direta ou indiretamente, em todos os modelos de chuva vazão.

Para se prever como uma bacia se comportará frente a um evento chuvoso diversas técnicas foram desenvolvidas, agrupadas nos modelos que transformam chuva em vazão.

### 2.3.3-TEMPO DE CONCENTRAÇÃO

A vazão na calha de um rio é a soma das vazões devido ao escoamento de base, sub-superficial e superficial. A importância de cada um desses componente na vazão total pode ser observada na análise do hidrograma do rio após uma chuva intensa e isolada.

Hidrógrafa é a representação gráfica da vazão na calha do rio ao longo do tempo. Isolando a hidrógrafa conseqüente de uma chuva intensa podemos observar o comportamento da bacia após uma chuva intensa e isolada.

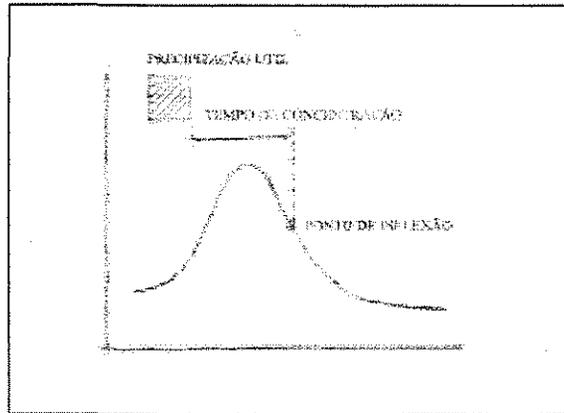


Figura 2.5 – Hidrógrafa ou hidrograma. Cruciani, (1987)

As características hidrológicas de uma bacia hidrográfica pequena são refletidas no sua hidrógrafa do curso principal, após uma precipitação intensa e de curta duração. A hidrógrafa de uma chuva isolada apresenta quatro pontos notáveis que permitem interpretar o comportamento hidrológico da bacia após o evento chuvosos, conforme figura 2.8 temos o ponto do final do escoamento superficial.

Os pontos notáveis de uma hidrógrafa são facilmente observados quando se constrói um gráfico de:  $\log\text{-vazão} \times \text{tempo}$ , facilitando a observação do momento em que ocorrem as inflexões da hidrógrafa, ver figura 2.9.

O primeiro ponto é o momento em que a chuva excede a capacidade de infiltração do solo e se inicia o escoamento superficial. O escoamento superficial causa um aumento da vazão do rio principal. Esse ponto é observado no ramo ascendente do hidrograma.

O segundo ponto é o momento em que o hidrograma atinge seu valor máximo, o pico da vazão ou o pico do hidrograma. Nesse ponto o escoamento de base, sub-superficial e superficial somados tem um valor máximo. A partir desse ponto inicia o recesso do hidrograma, com o esvaziamento gradual da calha do rio e do escoamento superficial.

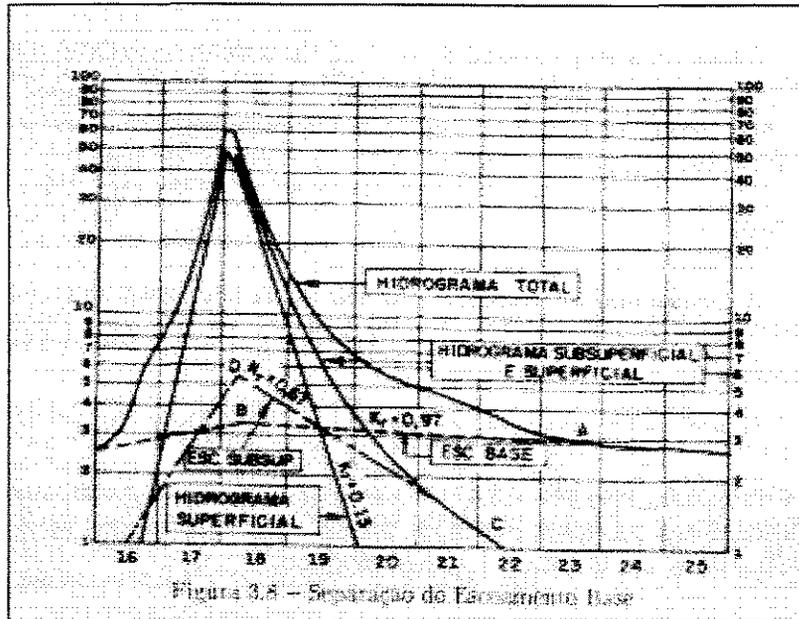


Figura 2.9 – Hidrograma em papel mono-log. Fonte Linsley, Kohler, Paulhus, (1989)

O terceiro ponto é o primeira inflexão do ramo de recessão do hidrograma, caracterizado pelo fim do escoamento superficial. A vazão do rio é formada pelo escoamento de base acrescido do escoamento sub-superficial.

O quarto e último ponto notável de uma hidrógrafa é seu segundo ponto de inflexão, caracterizado pelo fim do escoamento sub-superficial. A vazão na calha do rio volta a ser somente devido ao escoamento de base, finalizando a resposta da bacia a um evento chuvoso.

Observando o escoamento do rio e comparando os tempos notáveis da hidrógrafa podemos estimar o tempo de concentração da bacia. Tempo de concentração de uma bacia é o tempo em que toda sua área superficial contribui na saída da bacia e conseqüentemente temos o valor máximo da vazão. Outra definição possível é que o tempo de concentração de uma bacia é o tempo de viagem que a gota de chuva leva para sair do ponto mais distante da superfície, com relação a sua saída e alcançar esse ponto. Essa ultima definição permite obter tempo de concentração de uma bacia, comparando uma hidrógrafa com o hietograma que a originou.

O tempo em que a última gota de água atingiu a superfície da bacia pode ser obtido do final do hietograma. Esse tempo marca o início da caminhada da gota de água pela superfície da bacia. A chegada da última gota de água na saída da bacia pode ser observada na primeira inflexão do ramo descendente da hidrógrafa, que representa o tempo em que finaliza o escoamento superficial. A diferença entre esses dois tempo temos o tempo de concentração da bacia.

A medição sistemática desses tempos nas bacias em estudo permitiram obter os valores médios dos tempos de concentração de cada bacia em estudo e prevê-lo por meio de fórmulas. Uma fórmula muito utilizada é a de Kirpich, desenvolvida para bacias rurais.

$$t_c = 3,989 * L^{0,77} / S^{0,385} \quad (2.7)$$

Onde:  $t_c$  é o tempo de concentração, em minutos; L é o comprimento do talvegue, em km e S é a declividade média do talvegue, em m/m.

#### 2.3.4- PRINCÍPIOS DA TRANSFORMAÇÃO DA CHUVA EM VAZÃO

O processo real de transformar chuva em vazão é complexo e tem sido simplificado por meio de modelos matemáticos que fornecem resultados compatíveis com os observados, Righetto, (1999).

A transformação da chuva em vazão em pequenas bacias desenvolveu-se muito nos últimos 50 anos. Durante esse período foram criados diversos métodos de transformação, que podem ser agrupados em: métodos hidráulicos e métodos hidrológicos.

Os métodos hidráulicos estimam o escoamento superficial direto a partir da Equação da Continuidade e da Equação da Quantidade de Movimento. Por esse método estima-se o amortecimento e a propagação da cheia através da superfície da bacia e com isso constrói-se o hidrograma de saída da bacia. Diversos autores propuseram soluções para esse método de difícil formulação matemática e computacional e grande exigência de dados da bacia e de seus rios.

Em alguns casos mais simples a Equação da Continuidade e a Equação da Quantidade de Movimento podem ser simplificadas e aplicadas sem muito erro. Tais soluções simplificadas são conhecidas como Onda Cinemática, Onda de Difusão e Onda Dinâmica.

Os métodos hidráulicos exigem complexas formulações matemático-computacional e extensa base de dados da bacia hidrográfica para bem simular a transformação de chuva em vazão. Dados das bacias hidrográficas são escassos e caros de se obter, exigindo dos hidrólogos a criação de métodos mais simples, chamados de métodos hidrológicos.

Métodos hidrológicos de transformar chuva em vazão simplificam os métodos hidráulicos onde determinadas características do escoamento podem ser negligenciadas sem prejuízo da precisão dos trabalhos. O método hidrológico mais simples e útil é o método do Hidrograma Unitário, idealizado por Sherman em 1932 e continuamente melhorado ao longo do tempo.

#### 2.3.5 – MODELO CONCEITUAL DE NASH

Um modelo bem simples de transformar chuva em vazão é considerar a bacia como um conjunto de reservatórios lineares em série, conforme proposto por Nash em 1957.

A bacia pode ser representada como um reservatório linear, através da relação:

$$S(t) = K.Q(t) \quad (2.8)$$

Nesse modelo a vazão é linearmente relacionada com o armazenamento na superfície da bacia, através da constante k.

Admitindo a bacia como uma série de reservatórios lineares em série temos o modelo conceitual de Nash, assim descrito:

$$Q_n(t) = \frac{t^{n-1}}{(n-1)!k^n} \cdot e^{-\frac{t}{k}} \quad (2.9)$$

Onde: k é o parâmetro da bacia e n as sub-divisões da bacia.

Essa equação, que representa o modelo de Nash é uma distribuição Gama e fornece o Hidrograma Unitário Instantâneo para uma bacia sub-dividida em n reservatórios lineares. É uma das formas mais simples de se obter o hidrograma unitário instantâneo de uma bacia.

### 2.3.6- HIDROGRAMA UNITÁRIO

Hidrograma Unitário é o hidrograma de cheia produzido por uma chuva uniforme no tempo e espaço com altura efetiva de uma unidade.

O hidrograma Unitário relaciona chuva e vazão a partir de dados observados em bacias experimentais. Uma chuva isolada, com distribuição no espaço e no tempo perfeitamente conhecida através de pluviógrafos, quando precipita em uma bacia hidrográfica gera um hidrograma bem definido, observado em linígrafos. O estudo das características desse hidrograma permite criar o hidrograma unitário característico da bacia para essa dada chuva.

A transformação chuva-vazão observada em bacia experimental permitira a SHERMAN, em 1932, a criar o Hidrograma Unitário e os princípios que norteiam a sua aplicação.

O HU possui os seguintes princípios:

- a) Linearidade
- b) Superposição
- c) Invariância no tempo

Este método veio constituir uma metodologia de previsão de enchentes bastante difundida e relativamente precisa, muito útil para bacia até uns 1000 Km<sup>2</sup>. Tem como inconveniente seu empirismo que o torna preciso para bacias similares a que foi derivado. Para ampliar sua aplicação outros métodos foram desenvolvidos com base nos princípios propostos por Sherman.

### 2.3.7- HIDROGRAMA UNITÁRIO TRIANGULAR DO SCS

Método do Hidrograma Unitário Sintético Triangular do "Soil Conservation Service" (HUT - SCS) surgiu em 1957 com base no trabalho desenvolvido pelo engenheiro Victor Mockus, em 1952, com a finalidade de se obter um Hidrograma Unitário Sintético, baseado num hidrograma adimensional, USBR, (1977). Esse hidrograma adimensional é o resultado da análise de um grande número de hidrogramas unitários naturais de bacias das mais variadas localizações e extensões dos Estados Unidos. É aplicável a bacias hidrográficas nas quais a vazão máxima é formada principalmente pelo escoamento superficial ou movimento da água perpendicular a calha do rio, chamado de amortecimento na bacia.

O hidrograma unitário triangular tem como parâmetros a vazão de pico  $q_p$ , o tempo de pico  $t_p$  e o tempo de base  $t_b$ . Com esses dados chega-se ao hidrograma característico da bacia, para uma chuva de dada duração. Sendo:

- HUT - o hidrograma unitário triangular;
- $P_t$  - a precipitação que produz o hidrograma triangular;
- $D$  - a duração da precipitação do hidrograma unitário, em horas;
- $t_p$  - o tempo de pico em horas;
- $t_r$  - o tempo de recessão em horas;
- $t_b$  - o tempo de base em horas;
- $t_L$  - o tempo de retardamento em horas;
- $q_p$  - a vazão máxima em  $m^3/s$ ;
- $q_i$  - a intensidade de pico em  $cm/hora$ ;
- $P_e$  - o volume de escoamento superficial ou precipitação efetiva em  $cm$

Usando-se o hidrograma triangular tem-se:

$$P_e = \frac{q_i \cdot t_p}{2} + \frac{q_i \cdot t_r}{2} \quad (2.10)$$

Portanto:

$$q_i = \frac{2 \cdot P_e}{t_p + t_r} \quad (2.11)$$

Também baseado nas análises efetuadas tem-se que:

$$t_L = 0,6 \cdot t_c \quad (2.12)$$

$$t_r = 1,67 \cdot t_p \quad (2.13)$$

sendo  $t_c$  o tempo de concentração da bacia.

O termo  $0,6 \cdot t_c$  é um fator empírico adotado por hidrólogos do “Soil Conservation Service” como representativo de  $t_L$ , tempo de retardamento, que se define como o tempo em horas do ponto médio do excesso de precipitação.  $D$ , a duração da precipitação efetiva do hidrograma unitário, em horas. Este fator depende do tempo de concentração  $t_c$ .

Do hidrograma triangular e das equações anteriores tem-se:

$$t_p = \frac{D}{2} + t_L \quad (2.14)$$

ou

$$t_p = \frac{D}{2} + 0,6 \cdot t_c \quad (2.15)$$

sendo:

$$t_b = t_r + t_p \quad (2.16)$$

Substituindo na equação de  $q_p$  temos:

$$q_p = \frac{2,08 \cdot A \cdot P_e}{D/2 + 0,6 \cdot t_c} \quad (2.17)$$

Com os valores de  $q_p$ ,  $t_p$  e  $t_b$  pode-se obter o hidrograma unitário sintético triangular, com  $q_p$  em  $m^3/s$ ,  $t_p$  em horas e  $t_b$  em horas.

### 2.3.8- HIDROGRAMA UNITÁRIO INSTANTÂNEO (HUI)

O hidrograma unitário é construído para uma determinada duração de chuva efetiva. Para eliminar esse inconveniente foi desenvolvido o HUI, que é um HU desenvolvido matematicamente, independente da duração da chuva que o gerou, pois é consequência de uma chuva unitária de duração infinitesimal e intensidade infinita, de tal modo que a altura pluviométrica seja unitária Righetto, (1999). Então temos:

$$\text{Volume}(t) = \int_0^t q(t)dt \Rightarrow \frac{dV(t)}{dt} = \text{HUI}(t) \quad (2.18)$$

O conceito de HUI substitui o HU convencional por definir a resposta da bacia independente da duração da chuva que o gera. Tem como fundamento matemático a função Delta de Dirac.

Diversos tipos de modelos conceituais têm sido propostos para representar o HUI. Estes modelos podem ser de simulação matemática ou analogia física, sendo todos eles compostos por componentes simulados, como por exemplo canais lineares, reservatórios lineares ou diagrama área-tempo.

Uma das primeiras tentativas em descrever o HUI de uma bacia foi o modelo de Nash, (1957). Nash conceitua a bacia hidrográfica através de uma sucessão de reservatórios lineares. Este modelo foi representado matematicamente por uma distribuição Gama. O HUI(t) representa o Hidrograma Unitário Instantâneo, em função do tempo, K é a constante do reservatório ou coeficiente de armazenamento, n é o número de reservatórios.

Uma tentativa mais recente de gerar HUI foi proposta por Rodriguez-Iturbe e Valdes (1979), utilizando a morfologia da rede hídrica de uma bacia hidrográfica, procurando incorporar parâmetros de forma e escala, para gerar um HU o mais próximo possível da realidade física da bacia hidrográfica.

### 2.3.9- HIDROGRAMA UNITÁRIO INSTANTÂNEO GEOMORFOLOGICO (HUIG)

Os modelos geomorfológicos transformam chuva em vazão embasados na geomorfologia da bacia, supondo sua resposta como reservatório linear e comportamento na transição entre as sub-bacias, do início e o fim da bacia como probabilístico.

Os estudos de Horton transformaram consideravelmente a descrição quantitativa das redes naturais de drenagem nas bacias hidrográficas. Horton propôs um método de classificação de canais por ordem, estabelecendo 3 leis empíricas, denominadas : Lei dos números dos canais, Lei dos comprimentos dos canais e Lei das áreas de drenagem. Essas leis tem sido confirmadas em vários estudos posteriores e em 1957 recebeu algumas modificações por Strahler e é com base em seus estudos que se baseia o presente trabalho.

Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979), fazendo uso das leis de Horton, apresentaram uma teoria matemática que estabeleceu uma relação direta entre a estrutura geomorfológica (ordenada segundo Strahler) de uma bacia hidrográfica e as características dos hidrogramas, supondo que no caso de uma precipitação efetiva uniformemente distribuída sobre a bacia, o Hidrograma Unitário Instantâneo (HUI) pode ser considerado como a derivada do volume acumulado e recebido na saída da bacia. Na figura 2.10 temos os valores esquematizados para uma bacia de quarta ordem.

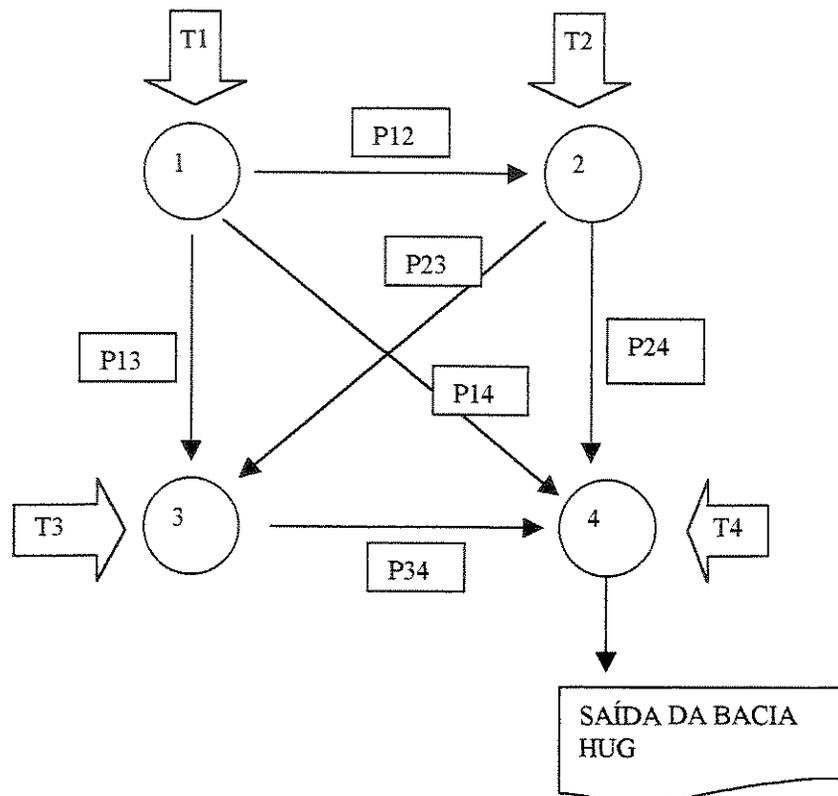


Figura 2.7 – Probabilidades de transição e início do processo de caminhada da gota de chuva.

Conceitualmente o modelo pode ser descrito que uma gota de água é assumida sempre caindo numa área à montante de um trecho do rio, em um dos estados iniciais dos caminhos até a saída da bacia. Há sempre uma transição da área a montante de um trecho do rio de determinada ordem para o trecho do rio de ordem superior, conforme sua ordenação.

Para a transição de uma partícula de um curso d'água de ordem menor para um de ordem maior, em vários intervalos de tempo, Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979) conceberam uma estrutura markoviana. Sendo o estado de uma partícula uma função do intervalo de tempo entre as transições e o número de transições necessárias para alcançá-lo, o processo de transições não é puramente markoviano; conseqüentemente, o modelo por eles formulado é semi-markoviano, no qual as probabilidades de transição foram estabelecidas supondo-se uma função densidade de probabilidade exponencial, para os tempos entre transições de um estado para outro. Essa hipótese é equivalente a considerar cada canal (ou estado do modelo) como representado por um reservatório linear.

O modelo do HUI foi expresso em função de três parâmetros  $\lambda_i$ ,  $P_{ij}$  e  $\theta_i$  sendo,  $\lambda_i$  os tempos médios de permanência de partículas em cursos de ordem  $i$ ,  $\theta_i$  a probabilidade de que o processo se inicie no estado  $i$  e  $P_{ij}$  as probabilidades de transição do estado  $i$  para o estado  $j$ . O estado é definido como a ordem da corrente onde se encontra a gota d'água no momento “ $t$ ” quando a mesma se encontra em fase de escoamento sobre o terreno, ver figura 2.10.

O tempo total da partícula de água é o tempo de viagem na superfície acrescido do tempo de viagem na calha do rio. O tempo de viagem da gota de chuva na superfície da bacia é desprezado nesse modelo. O tempo de viagem em um canal obedece a função densidade de probabilidade exponencial, dada por:

$$f_T(t) = \lambda_i \cdot e^{-(\lambda_i \cdot t)} \quad (2.19)$$

$$\lambda_i = \frac{v}{L_i} \quad (2.20)$$

Onde  $v$  é a velocidade média do escoamento no trecho de rio e  $L$  é o comprimento médio do trecho do rio. O parâmetro velocidade do modelo é o cerne do problema a ser resolvido pois não existem formas precisas de definir seu valor.

Uma questão crítica ao modelo foi essa hipótese assumida para o tempo de viagem, já que faltam dados para previamente obter o valor da velocidade a ser aplicado no modelo e, ainda, essa velocidade não foi bem explicitada, podendo ser a velocidade de pico do hidrograma ou a velocidade média do escoamento na calha do rio ou simplesmente um termo com unidades em metros por segundo que leva em conta diversos fatores da bacia e não apenas a velocidade do escoamento. Segundo Pilgrim (1976), a velocidade do escoamento no canal pode ser assumida constante para todos os canais de qualquer ordem, simplificando o trabalho e a aplicação do modelo.

Probabilidade de transição do estado  $i$  para o estado  $j$ :

$$P_{ij} = \frac{\text{Numeros de trechos de ordem } i \text{ que drenam em trechos de ordem } j}{\text{Numero total de trechos do rio de ordem } i} \quad (2.21)$$

Probabilidade de que o processo se inicie no estado  $i$ :

$$\theta_i(0) = \frac{A_i}{A_t} \quad (2.22)$$

$A_i$  = Área de drenagem total dos canais de ordem  $i$

$A_t$  = área de drenagem total da bacia

Iniciado o processo a gota de chuva deve percorrer um determinado caminho até a saída da bacia. Para uma bacia de terceira ordem temos:

$$p(s_1) = \text{área}_1 \cdot p_{1,2} \cdot p_{2,3} \cdot p_{3,\text{saida}} \quad (2.23)$$

$$p(s_2) = \text{área}_1 \cdot p_{1,3} \cdot p_{3,\text{saida}} \quad (2.24)$$

$$p(s_3) = \text{área}_2 \cdot p_{2,3} \cdot p_{3,\text{saida}} \quad (2.25)$$

$$p(s_4) = \text{área}_3 \cdot p_{3,\text{saida}} \quad (2.26)$$

O convolução desses possíveis caminhos origina o hidrograma unitário instantâneo geomorfológico da bacia.

$$HUI(t) = \sum_{s \in S} \sum_{j=1}^k C_{j,k} \cdot e^{-\lambda_j t} \cdot p(s) \quad (2.27)$$

O HUIG é o resultado final de uma função da probabilidade que uma gota inicialmente caia em uma área que drena para um trecho de rio de uma dada ordem, da probabilidade de transição de um trecho de rio de dada ordem para outro a jusante e da distribuição do tempo de viagem da gota em um trecho de certa ordem. A probabilidade inicial e a de transição são uma descrição probabilística da rede de drenagem e é a ligação entre a geomorfologia quantitativa e a hidrologia.

A transformada de Laplace é a base matemática da operação de convolução que gera o hidrograma instantâneo final da bacia. Para a transição da gota d'água do estado 1 para o estado 2, admitindo-se tempo de espera como uma distribuição exponencial temos as funções:

$$f_1(t) = \lambda_1 \cdot e^{-\lambda_1 t} \quad (2.28)$$

$$f_2(t) = \lambda_2 \cdot e^{-\lambda_2 t} \quad (2.29)$$

Aplicando-se a transformada de Laplace, tem-se:

$$L[f_1(t)] = f_1(s) \Rightarrow f_1(s) = \frac{\lambda_1}{s + \lambda_1} \quad (2.30)$$

$$L[f_2(t)] = f_2(s) \Rightarrow f_2(s) = \frac{\lambda_2}{s + \lambda_2} \quad (2.31)$$

Como:

$$f_1(t) * f_2(t) = L[f_1(t) * f_2(t)] = f_1(s) * f_2(s) \quad (2.32)$$

Tem-se:

$$f_1(s) * f_2(s) = \frac{\lambda_1 \cdot \lambda_2}{(s + \lambda_1)(s + \lambda_2)} \quad (2.33)$$

Aplicando-se frações parciais obtém-se:

$$\frac{\lambda_1 \cdot \lambda_2}{(s + \lambda_1)(s + \lambda_2)} = \frac{A}{(s + \lambda_1)} + \frac{B}{(s + \lambda_2)} = \frac{A(s + \lambda_1) + B(s + \lambda_2)}{(s + \lambda_1)(s + \lambda_2)} \quad (2.34)$$

Desenvolvendo-se o segundo termo e igualando-se ao primeiro, vem:

$$A(s + \lambda_2) + B(s + \lambda_1) = \lambda_1 \lambda_2 \quad \therefore \quad As + A\lambda_2 + Bs + B\lambda_1 = \lambda_1 \lambda_2$$

$$(A + B)s + A\lambda_2 + B\lambda_1 = \lambda_1 \lambda_2 \quad \therefore \quad A + B = 0 \quad \Rightarrow \quad A = -B$$

$$A\lambda_2 - A\lambda_1 = \lambda_1 \lambda_2 \quad \Rightarrow \quad A(\lambda_2 - \lambda_1) = \lambda_1 \lambda_2 \quad \Rightarrow \quad A = \frac{\lambda_1 \lambda_2}{\lambda_2 - \lambda_1}$$

Substituindo os valores de A e B obtém-se:

$$\frac{\lambda_1 \cdot \lambda_2}{(s + \lambda_1)(s + \lambda_2)} = \frac{\lambda_1 \lambda_2}{(\lambda_2 - \lambda_1)} \times \frac{1}{(s + \lambda_1)} + \frac{\lambda_1 \lambda_2}{(\lambda_1 - \lambda_2)} \times \frac{1}{(s + \lambda_2)} \Rightarrow$$

$$\frac{\lambda_1 \cdot \lambda_2}{(s + \lambda_1)(s + \lambda_2)} = \frac{\lambda_1 \lambda_2}{(\lambda_2 - \lambda_1)} e^{-\lambda_1 t} + \frac{\lambda_1 \lambda_2}{(\lambda_1 - \lambda_2)} e^{-\lambda_2 t}$$

Finalmente:

$$f_1(t) * f_2(t) = \frac{\lambda_1 \lambda_2}{(\lambda_2 - \lambda_1)} e^{-\lambda_1 t} + \frac{\lambda_1 \lambda_2}{(\lambda_1 - \lambda_2)} e^{-\lambda_2 t} \quad (2.35)$$

Portanto o valor completo fica:

$$C_{j,k} = \frac{\lambda_1 \dots \lambda_k}{(\lambda - \lambda_j) \dots (\lambda_k - \lambda_j)} \quad (2.36)$$

Essa é a convolução entre duas funções contínuas por partes e de ordem exponencial. É utilizada por Iturbe no seu modelo de geração da vazão final na bacia, que atinge um reservatório fictício no final da bacia. Criou-se um reservatório fictício na saída da bacia para facilitar o estudo do comportamento da bacia. Considerando-se uma bacia com um reservatório na saída, interessa saber a rapidez com que tal reservatório fica totalmente cheio, quando uma precipitação com certas características espaciais e temporais cair na bacia. Para simplificar a análise e ser possível generalizar os resultados, supõe-se que a precipitação seja constituída por uma unidade de chuva efetiva uniformemente distribuída e instantaneamente imposta sobre a bacia. Expressando-se graficamente este volume através do tempo, a curva obtida será a resposta acumulada da bacia, ou seja, a curva do volume total em relação com o tempo. A derivada primeira dessa curva é a vazão de saída na bacia.

Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979) mostraram que a probabilidade do estado inicial  $i(0)$  e a probabilidade de transição  $P_{ij}$  são funções somente da geomorfologia e geometria da bacia, obtidas dos mapas topográficos da bacia em estudo. Introduziram que o tempo de viagem em um trecho de rio de dada ordem obedece a uma função densidade de probabilidade exponencial (equivale a dizer que o rio se comporta como um reservatório linear). Assume-se que a velocidade característica  $v$  é a mesma em qualquer lugar da bacia em qualquer tempo, hipótese observada por Pilgrim (1977). Valdés et al. (1979) observaram que a utilização de uma estimativa da velocidade de pico para algum evento na bacia é uma parametrização inadequada. Em seu trabalho, Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979) ignoraram o tempo de percurso nas áreas à montante dos trechos do rio relativos a todos os tempos que as gotas gastam na bacia, pois são pequenos em relação ao tempo de viagem ao longo da calha do rio. Para bacias de ordem superior a três, dividiram as sub-bacias em duas partes, considerando de forma separada o movimento da água na superfície da bacia e na calha do rio.

Valdés et al. (1979) exploraram um modelo geomorfológico para previsão dos hidrogramas de várias bacias venezuelanas e uma porto-riquenha. Analisaram o efeito da não linearidade dos modelos chuva-vazão sobre os hidrogramas analisados. A simulação de alguns HUIG, sob condição de velocidade constante, mostrou que o modelo hidromorfológico produzia hidrogramas com as mesmas características dos simulados. Após testes comparativos, envolvendo bacias com áreas diferentes, concluíram que o modelo geomorfológico linear poderia não ser válido para bacias hidrográficas com pequena área.

Gupta et al. (1980) obtiveram uma solução explícita para o HUIG supondo-se  $f_{xi}$  ser uniforme sobre o intervalo  $[0, q_{xi}]$ , onde  $q_{xi}$  é o tempo que a partícula permanece no estado  $xi$ . Ao invés de supor-se a constância da velocidade, como fizeram Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979), estes autores preferiram definir um tempo médio de permanência na bacia. Após testes comparativos, envolvendo bacias com áreas diferentes, concluíram que o modelo geomorfológico linear poderia não ser válido para bacias hidrográficas com pequena área, fato observado nas

linear poderia não ser válido para bacias hidrográficas com pequena área, fato observado nas pequenas bacias estudadas. Isso se deve ao fato do tempo de permanência exponencial não descrever bem as características do escoamento no canal. O modelo HUG é uma série de reservatórios lineares, isso representa bem o amortecimento da bacia e na calha dos rios. A translação (ou propagação) na superfície da bacia e nas calhas dos rios é considerada parcialmente nesse modelo, que gerou defasagem nos picos dos hidrogramas observados e gerados, conforme a bacia aumenta de comprimento. Isso torna necessário acrescentar, no modelo a ser proposto, uma forma da translação (ou propagação) da onda de cheia pelo canal.

Considerando que as características mais importantes do HUI são a vazão  $qp$  e o tempo de pico  $tp$ , Rodriguez-Iturbe e Valdés (1979) apresentaram o HUI Triangular Geomorfológico (HUTG). A dificuldade com as equações do HUG e HUTG está na dependência da velocidade da vazão de pico  $V$ . Este parâmetro é estimado subjetivamente. Rodríguez-Iturbe et al. (1982) propuseram que  $V$  deve ser uma função da intensidade média  $ir$  (em cm/hora) e da duração da chuva efetiva  $tr$  (em horas) e eliminou  $V$  das equações, propondo o HU Triangular Geomorfoclimático (HUGC).

Jin (1992), desenvolveu um HUIG com distribuição Gama de 3 parâmetros para melhor representar a translação da água na calha do rio. A translação é considerada entre a saída da bacia e o centro de massa da sub-bacia. Foi mais uma tentativa de se considerar a translação (ou propagação) no HUIG e com isso diminuir a defasagem dos picos dos hidrogramas observados e gerados.

Dada a importância do HUIG este tem sido motivo de vários outros estudos, sendo alguns dos mais recentes os de Sepúlveda e Ortiz-Zayas (1993), Carvalho (1995) e Genovez et al. (1995).

As evoluções posteriores propostas para melhorar a precisão do HUIG original acrescentaram novos parâmetros aos modelos sem grandes melhorias na precisão, não se justificando sua aplicação e cairão em desuso com o tempo.

### 2.3.10- TRANSFORMAÇÃO HUI/HU

A teoria proposta por Iturbe (1979) gera um hidrograma unitário instantâneo, que deve ser convertido em hidrograma unitário, para ser comparado com os dados obtidos de campo. Para isso usa-se a relação entre o Hidrograma Unitário (HU), o Hidrograma Unitário Instantâneo (HUI) e a curva  $S$ .

O Hidrograma Unitário Instantâneo (HUI) resulta da aplicação de uma chuva efetiva uniformemente distribuída sobre a bacia, e cuja duração é infinitesimal. Portanto, tem-se:

$$HUI = \lim_{T_0 \rightarrow 0} HU(T_0) \quad (2.37)$$

sendo:  $T_0$  a duração da chuva.

Para o HUI são válidas todas as hipóteses do HU, com exceção das relacionadas à duração da chuva  $T_0$  que agora é eliminada da análise do hidrograma. Usando-se o princípio da superposição, é possível repetir seqüencialmente  $n$  vezes uma chuva efetiva de duração  $T$  e intensidade  $1/T$  para, somando-se os  $n$  resultantes  $HU(T)$ , obter-se a curva  $S_{1/T}(t)$ . A partir da curva  $S_{1/T}(t)$  pode-se obter o  $HU(T_0)$  para qualquer duração de chuva efetiva calculando-se:

$$HU(T_0) = \frac{T}{T_0} [S_{1/T}(t) - S_{1/T}(t - T_0)] \quad (2.38)$$

Nessa equação tem-se que a diferença entre as curvas  $S$  deslocadas de  $T_0$  deve ser dividida por  $1/T$ . Sendo  $T_0$  a duração da chuva, tem-se que:

$$P_e = \left(\frac{1}{T}\right)T_0 = \frac{T_0}{T} \quad (2.39)$$

Resultando:

$$\frac{1}{P_e} = \frac{T}{T_0} \quad (2.40)$$

O termo  $\frac{T}{T_0}$  aparece no início da equação de  $HU(T_0)$ . Se a intensidade da chuva for igual a unidade, a equação de  $HU(T_0)$  torna-se:

$$HU(T_0) = \frac{1}{T_0} [S_1(t) - S_1(t - T_0)] \quad (2.41)$$

Isso implica em:

$$HUI = \lim_{T_0 \rightarrow 0} HU(T_0) = \lim_{T_0 \rightarrow 0} [S_1(t) - S_1(t - T_0)] \frac{1}{T_0} \quad (2.42)$$

Tomando a definição de derivada resulta em:

$$HUI(t) = \frac{dS_1(t)}{dt} \quad (2.43)$$

Seja  $u(0,t)$  as ordenadas do HUI e  $u(T,t)$  as ordenadas do HU. Desta forma tem-se:

$$S_1(t) - S_1(t - T_0) = u(0,t)dt \quad (2.44)$$

Resultando:

$$\frac{dS_1(t)}{dt} = u(0,t) \quad (2.45)$$

Supondo-se que o valor da integral possa ser estimado pela área do retângulo médio equivalente, ou seja, que a duração  $T_0$  não seja muito grande, tem-se:

$$S_1(t) - S_1(t - T_0) = \frac{1}{2} T_0 [u(0,t) + u(0,t - T_0)] \quad (2.46)$$

Essa equação pode ser escrita da forma:

$$S_1(t) - S_1(t - T_0) = T_0 u(T_0, t) dt \quad (2.47)$$

Eliminando-se  $T_0$  das equações tem-se:

$$u(T_0, t) = \frac{1}{2} [u(0,t) + u(0,t - T_0)] \quad (2.48)$$

Conclui-se que:

$$HU(T_0) = \frac{1}{2} [HUI(t) + HUI(t - T_0)] \quad (2.49)$$

## 2.4- PROPAGAÇÃO DA ONDA DE CHEIA

### 2.4.1- INTRODUÇÃO

O modelo de transformação de chuva em vazão proposto por Rodrigues e Iturbe considera a bacia hidrográfica como uma série de reservatórios lineares, não representado bem o escoamento da cheia na calha do rio, fenômeno chamado de translação ou propagação. O presente estudo visa escolher o melhor método hidráulico-hidrológico que simplifique o complexo comportamento da transformação da chuva em vazão e gere um HU o mais próximo possível da realidade. Conforme proposto nesse trabalho, queremos obter um hidrograma unitário a partir apenas dos dados possíveis de se obter de uma planta topográfica na escala 1:50.000, por isso de todos os modelos de propagação de cheia na calha do rio existentes, queremos um simples e preciso que acrescente a translação na calha do rio e que necessite de poucos dados, obtidos apenas de mapas. A escolha foi pelo método de Muskingum-Cunge que representa bem a translação (ou propagação) da cheia pela calha do rio e que não precisa de dados de campo.

#### 2.4.2- EQUACIONAMENTO GERAL DA TRANSLAÇÃO OU PROPAGAÇÃO DA CHEIA

A simulação do escoamento em rios pode ser feita por modelos hidro-dinâmicos, que exprimem o mecanismo físico que propaga e atenua o escoamento superficial através da bacia hidrográfica. Os modelos hidro-dinâmicos são baseados nas equações de Saint-Venant.

Conforme Righetto, (1998), as equações de Saint-Venant para o escoamento unidimensional são duas:

Equação da continuidade ou conservação da massa:

$$\partial Q / \partial x + \partial A / \partial t = ql \quad (2.50)$$

Equação da quantidade de movimento:

$$\partial Q / \partial t + \partial(Q^2 / A) / \partial x + gA \partial y / \partial x = gA(S_o - S_f) \quad (2.51)$$

Onde: Q, vazão; A, área da seção; x, distância longitudinal; t, tempo; ql, entrada lateral; y, profundidade; So, declividade do fundo e Sf, declividade do nível da água.

Esse modelo na sua forma completa exige muitos dados da geometria da seção do canal e do sistema de drenagem da bacia. Dos dados exigidos o mais difícil de se obter é a seção do rio. A seção de um rio é impossível de se obter a partir de mapas topográficos do IBGE. Essa impossibilidade impede a aplicação dos modelos hidro-dinâmicos na sua forma completa sem medições de campo, fugindo do objetivo do presente estudo que é de se obter um hidrograma unitário a partir de dados obtidos diretamente dos mapas topográficos, sem exigir medições de campo.

Nesse trabalho procura-se uma simplificação que permita simular o escoamento em rios a partir de dados extraídos apenas de mapas topográficos do IBGE. As simplificações feitas no modelo hidráulico completo criaram diversos modelos hidráulicos-hidrológicos onde o objetivo do estudo determina o mais adequado modelo a ser adotado na translação (ou propagação) da cheia pelo canal. Um modelo bem simples, de fácil aplicação, e boa precisão é o modelo de Muskingum-Cunge.

#### 2.4.3- MÉTODO DE MUSKINGUM-CUNGE

Quando uma onda de cheia atravessa um rio seu pico de cheia é atenuado e retardado devido a resistência do canal e sua capacidade de armazenamento, Bedient e Huber (1992). Esse fenômeno pode ser analisado pelo método proposto por McCarthy, em 1939 e aplicado no rio

Muskingum. Posteriormente esse método foi aperfeiçoado por Cunge, em 1969, Bedient e Huber (1992). Esse modelo simplifica o comportamento hidrológico de um canal natural, supondo o armazenamento num trecho de canal prismático como uma função linear das vazões afluentes e efluentes no trecho.

Conforme Righetto (1998):

$$Q_2^{j+1} = C_0 Q_1^{j+1} + C_1 Q_1^j + C_2 Q_2^j \quad (2.52)$$

Onde:

$$C_0 = \frac{0,5 \cdot dt - KX}{0,5 \cdot dt + K(1 - X)} \quad (2.53)$$

$$C_1 = \frac{0,5 \cdot dt + KX}{0,5 \cdot dt + K(1 - X)} \quad (2.54)$$

$$C_2 = \frac{-0,5 \cdot dt + K(1 - X)}{0,5 \cdot dt + K(1 - X)} \quad (2.55)$$

Os parâmetros do modelo são K e X, determinados quando se possui os hidrogramas de entrada e saída de um trecho do rio em estudo.

X é o fator de ponderação do armazenamento, com valores entre 0,0 e 0,5. Para valor de 0,0 só ocorre amortecimento no canal, que passa a se comportar como um reservatório linear. Para valor de 0,5 só ocorre translação no canal, sem nenhum amortecimento do valor de pico, para canais uniformes. Para canais naturais foram observados valores entre 0,1 e 0,3 e comumente aceito para rios  $X = 0,2$ . É um parâmetro pouco importante no modelo, podendo ser utilizado o valor proposto pela literatura, sem dados locais, supostamente mais preciso.

K é a constante de armazenamento ou tempo de viagem da onda de celeridade entre duas seções do canal em estudo. Esse tempo de traslado da onda de cheia pelo canal pode ser estimado conforme proposto por Cunge em Viesmam (1989), Ponce (1989) e McCuen (1998) como um equacionamento da onda cinemática. Então:

$$K = \frac{L_{trecho}}{v_{celeridade}} \quad (2.56)$$

Onde  $L_{\text{trecho}}$  é o comprimento do trecho do rio principal e  $v_{\text{celeridade}}$  a velocidade da onda de celeridade.

$K$  é o parâmetro mais importante do modelo, devendo ser calculado com os valores locais de projeto, daí mais um fato importante de calibrar o componente velocidade “ $v$ ” do modelo HUG, passando o modelo a considerar a translação ( ou propagação) da onda de cheia na calha do rio.

Miller e Cunge mostraram que a translação (ou propagação) da onda natural é razoavelmente estimada pela velocidade da onda cinemática, podendo-se aplicar:

$$v_{\text{celeridade}} = 5/3 \cdot v_{\text{talvegue}}$$

Para obter valores fisicamente coerentes o Modelo de Muskingun deve-se observar:

$$\begin{aligned} C_0 &> 0 \\ C_1 &> 0 \\ C_2 &> 0 \\ C_0 + C_1 + C_2 &= 1 \end{aligned} \quad X = 0,2 \Rightarrow \frac{dX}{C \cdot dt} < 0,75$$

$$2 \cdot K \cdot X < dt < (1 - X) \cdot 2 \cdot K$$

Além dessas observações Bediente (1992 ) propõe, segundo Cunge:

Essa observação permite determinar o tamanho máximo do trecho da canal a ser subdividido o comprimento do rio principal, desde que se tome um número inteiro de horas da discretização. Com essas considerações o modelo funciona corretamente, trasladando (ou propagando) o HUG ao longo do canal principal da bacia em estudo. Lighthill e Whitham, aput Viessman et alli (1989), observaram que a onda de cheia natural tem predominância da onda cinemática em escoamentos fluviais, subcríticos. Miller e Cunge, aput Viessman et alli (1989), observaram que a velocidade de translação (ou propagação) da onda natural e razoavelmente estimada pela velocidade da onda cinemática. Isso atesta os bons resultados obtidos da aplicação desse modelo, quando não há dados hidrológicos do rio em estudo e esse rio possui grande declividade, onde a velocidade da onda de celeridade pouco muda.

### 3 - METODOLOGIA

#### 3.1 - INTRODUÇÃO

Gupta et al. (1980) concluíram que o HUG subestimou a vazão de pico de uma pequena bacia de 483 km<sup>2</sup> e Coelho (1998) mostrou uma defasagem dos picos dos hidrogramas observados e calculados. Resulta daí a idéia de se utilizar neste estudo pequenas bacias, para analisar e avaliar os resultados e adaptar o modelo HUG.

Para conseguir a parametrização da velocidade do HUG com base em dados geomorfológicos da bacia, um extenso trabalho deve ser feito. A começar pela coleta dos dados hidrográficos das bacias (HU médio), dados geomorfológicos das bacias (a partir de mapas na escala 1:50.000), da comparação dos hidrogramas observados e calculados que mostraram defasagem nos picos e por fim correlação dos valores observados com a teoria para a obtenção da equação do parâmetro velocidade “v”, que mais aproxima HUG do HU observado.

O modelo foi validado aplicando-se toda a metodologia e excluindo uma das bacias disponíveis e o resultado obtido foi comparado com o observado na bacia excluída.

#### 3.2 - OBTENÇÃO DOS DADOS

##### 3.2.1 - INTRODUÇÃO

Para analisar a teoria do HUG foram comparados os resultados teóricos com os obtidos de hidrogramas observados. Foram levantadas as probabilidades de transição entre trechos do rio e as probabilidades que a gota de água inicie sua viagem numa área à montante de um dado trecho do rio. O HUG será comparado com os observados para determinar o valor do parâmetro velocidade do modelo.

Uma das grandes dificuldades para a aplicação do método do HUG é a determinação da velocidade da água no talvegue, denominado de “parâmetro de velocidade v”, para as bacias com e sem medições de vazão. Convém ressaltar que não existe uma definição precisa de qual velocidade do talvegue deve ser obtida, tal como velocidade no pico do hidrograma ou velocidade média do escoamento ao longo da bacia. A partir das estimativas da velocidade no talvegue serão calculados os HUG, com base na teoria do HUG e estes comparados aos HU observados. Serão estudadas alternativas para se estimar a velocidade no talvegue para o caso de bacias sem

medições de vazão. Uma alternativa a ser estudada será a determinação de uma equação que relacione o parâmetro “v” do HUG com a alguma característica da bacia e do seu rio principal.

Para a obtenção da equação de v em função das características físicas da bacia hidrográfica deve-se proceder ao levantamento de dados sobre a bacia. Os dados que precisam ser obtidos podem ser classificados em geomorfológicos, hidrológicos e hidráulicos.

Dados geomorfológicos, que incluem o número de canais de cada ordem, comprimentos dos canais, área de drenagem de cada ordem de canal e tamanho da bacia de drenagem obtidos de mapas topográficos, manualmente pela análise dos referidos mapas.

Dados hidrológicos são os hidrogramas unitários observados nas bacias, que devem ser reduzidos a um valor médio por cada bacia de duração de chuva específica.

Dados hidráulicos são a declividade e comprimento do canal de maior ordem. Esses são os dados que trazem maior obstáculo a aplicação do método do HUG, pois exigem medições indiretas pois não estão disponíveis através de mapas topográficos.

### 3.2.2 - BACIAS HIDROGRÁFICAS EM ESTUDO

O objetivo deste estudo é fazer uma análise e avaliação do método do HUG para pequenas bacias rurais. Para tanto, serão feitas avaliações em algumas bacias hidrográficas do Estado de São Paulo cujas localizações e áreas estão apresentadas na Tabela 3.1. Estas bacias foram escolhidas por apresentarem dados pluviográficos e linigráficos, o que permitira obter os hidrograma, hietogramas e as velocidades nas seções em estudo, Genovez (1991). Foram estudadas 7 bacias hidrográficas do Estado de São Paulo, conforme tabela 3.1 e figura 3.1.

Quadro 3.1 - Bacias Hidrográficas em Estudo (Fonte : Genovez, 1991)

Prefixo	Nome	Latitude	Longitude	Área (km <sup>2</sup> )
8C-008R	Faz. Retiro	21° 19' S	51° 12' W	184
2D-059R	Pirapitingui	22° 56' S	45° 19' W	67
2D-061R	Pitéu	22° 40' S	45° 01' W	38
4B-013R	Sítio Cachoeira	20° 36' S	47° 42' W	259
4B-014R	Batatais	20° 52' S	47° 32' W	178
4B-017R	Guará	20° 25' S	47° 53' W	264
5C-031R	Faz. Sta. Teresa	21° 38' S	48° 05' W	142

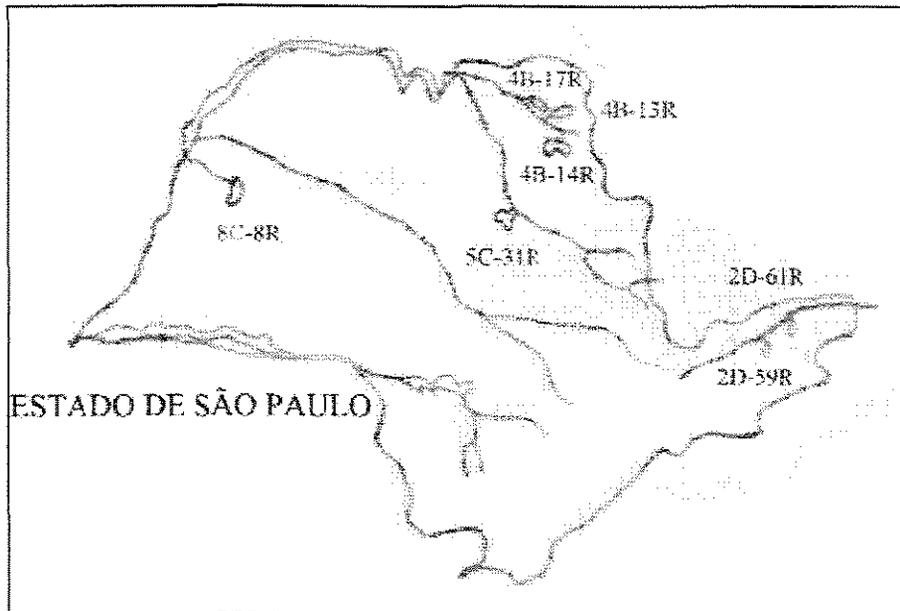


Figura 3.1 – Localização da bacias hidrográficas em estudo, Estado de São Paulo.

### 3.2.3. - DETERMINAÇÃO DOS DADOS GEOMORFOLÓGICOS

Mapa topográfico é uma representação geométrica plana, simplificada e convencional, da superfície terrestre. Devida a essa simplificação a precisão do mapa está relacionada com sua escala e para padronizar o efeito escala, Coelho (1998) foi utilizada a escala 1:50.000 presente nos mapas topográficos do IBGE, utilizados neste trabalho.

Os dados geomorfológicos incluem o número de canais de cada ordem, comprimentos dos canais, área de drenagem de cada ordem de canal e área da bacia de drenagem podem ser obtidos através de mapas topográficos. Esses dados geomorfológicos das bacias são obtidos manualmente, com curvímetros e planímetros ou via software de vetorização e extração dos dados, tais como TRACER, ARC-INFO, GRASS e outros. O uso dos planímetros é mais simples e direto, recomendado por alguns autores, embora novas tecnologias permitirão a determinação desses dados de forma rápida e automática via software computacionais.

Os passos do trabalho de se levantar os dados geomorfológicos são:

- Traçado da rede hídrica e das sub-bacias.
- Ordenação dos rios.
- Determinação do comprimento dos trechos dos rios.
- Determinação das áreas das sub-bacias.
- Cálculo da área média das sub-bacias de cada ordem.
- Cálculo do comprimento médio dos rios dos trechos de cada ordem.
- Número de rios de cada ordem.
- Probabilidade de transição dos rios de cada ordem.
- Probabilidade de início do processo em cada ordem.

### 3.2.4 - DETERMINAÇÃO DOS DADOS HIDROLÓGICOS

Os dados hidrológicos devem ser padronizados para cada bacia em estudo, para torna-los significativos. A duração da chuva unitária será a recomendada por Viessman et al. (1989), citada por Coelho, (1998):

$$D = 0,133 \cdot t_c \quad (3.1)$$

onde  $t_c$  é o tempo de concentração da bacia.

Os hidrogramas unitários ( $HU_{\text{observ.}}$ ) foram obtidos a partir de dados de pluviômetros, pluviógrafos e linígrafos. A partir desses de pluviômetros e pluviógrafos das chuvas ocorridas foram calculadas as alturas de precipitação média de cada chuva na bacia e baseando-se nos registros dos pluviógrafos foi feita a distribuição no tempo destas alturas de chuvas médias. A partir destes hietogramas serão obtidas as alturas e as durações das precipitações efetivas que deram origem aos hidrogramas. Utilizando os registros dos níveis de água nos rios, obtidos a partir dos linígrafos, e utilizando as curvas cota-vazão (curvas chaves) se obtém a variação das vazões com o tempo (hidrogramas). A partir dos hidrogramas observados e das precipitações efetivas correspondentes obtém-se os hidrogramas unitários. Nem todos os hidrogramas obtidos das bacias poderão ser aproveitados pois alguns tem mais de um pico de vazão, caracterizando chuvas não isoladas (com menor precisão da determinação do HU) e outros tem formato muito diferente do esperado para um hidrograma de chuva isolada.

Com os  $HU_{\text{observ}}$  obtidos começa a extração dos dados observados. O primeiro dado hidrológico de relevância a ser levantado é o tempo de concentração da bacia, observado da defasagem de tempo entre o final da chuva e a primeira inflexão após o pico do hidrograma, esse desenhado em papel mono-log.

Os passo para determinar o tempo de concentração ( $t_c$ ) da bacia foram:

Hidrograma observados plotados em papel mono-log, (log vazão X tempo).

Anotar o tempo da primeira inflexão no ramo descendente do hidrograma.

Com os hietogramas observados anotar o tempo do final da chuva efetiva.

$t_c$  é obtido do tempo entre o final da chuva efetiva e a primeira inflexão do ramo descendente do hidrograma.

Determinação da duração da chuva unitária.

Procede-se agora na obtenção do HU médio da bacia,  $HU_{\text{observ}}$ , para a duração unitária.

Os passos foram:

Verificar a consistência dos hidrogramas, principalmente se tem dois picos, se são Unitários e se possuem uma forma coerente.

Transformar os hidrogramas observados para a duração unitária, através da técnica da Curva S.

Alinhar os hidrogramas padronizados pelo pico e achar as médias das vazões em cada tempo.

### 3.2.5 - PROGRAMA COMPUTACIONAL

A geração do HUG exige um programa computacional, já desenvolvido por Coelho, (1998). Esse programa foi alterado para incorporar a transformação HUG em HUG. Segue, no anexo A listagem do programa usado nas simulações para bacias de quarta ordem.

### 3.3 - COMPARAÇÃO ENTRE OS HIDROGRAMAS

Os hidrogramas observados e gerados pelo modelo HUG foram comparados para efeito de determinar um melhor valor do parâmetro velocidade que forneça um valor de pico de vazão mais próximo do observado.

Uma das grandes dificuldades para a aplicação do método do HUG é a determinação do parâmetro velocidade, para as bacias com e sem medições de vazão. Convém ressaltar que não existe uma definição da melhor metodologia para se obter uma estimativa do parâmetro velocidade. Será comparado o HU médio da bacia com os HUG de várias durações, para determinar o valor do parâmetro velocidade, que melhor se aproxima o HU observado do HUG gerado. Para comparar os hidrogramas os passos são apresentados:

Geração do HUG para vários valores do parâmetro velocidade

Transladar (ou propagar) o HUG por Muskingum ao longo do canal principal, observando as recomendações da página 28.

Comparar os hidrogramas gerados com o observado e determinar o melhor valor do parâmetro velocidade.

Para analisar a teoria do Hidrograma Unitário Geomorfológico foram comparados os hidrogramas teóricos com os obtidos de medições diretas das bacias, com isso se obteve a velocidade do escoamento superficial típica de cada bacia hidrográfica. Agora é necessário correlacionar essa velocidade com algum parâmetro geomorfológico da bacia e através de uma análise de regressão determinar a formulação mais confiável para se obter o parâmetro  $v$  em função dos dados da bacia. O procedimento de trabalho será:

Para cada bacia relacionar o parâmetro velocidade com suas características geomorfológicas, tais como área da bacia, comprimento do rio principal, declividade do rio principal e índice de compacidade da bacia.

Através de um software estatístico levantar a melhor equação que correlaciona o parâmetro velocidade com os parâmetros geomorfológicos da bacia.

Determinar o coeficiente de determinação da regressão linear e a tabela de correlação

dos coeficientes da equação para verificar sua validade.

Para testar o modelo a metodologia proposta foi aplicada em 6 das 7 bacias disponíveis. Depois verificou-se o hidrograma gerado para a bacia excluída com o observado. Com os bons resultados obtidos o modelo foi refeito para todas as bacias disponíveis.

## 4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1 – INTRODUÇÃO

Foram comparados os hidrogramas observados em cada bacia hidrográfica com os gerados pelo modelo HUG, observando-se uma progressiva defasagem dos picos dos hidrogramas, atestando a falta de translação (ou propagação) da onda de cheia na calha do rio por esse modelo. Depois comparou-se os hidrogramas observados em cada bacia hidrográfica com os gerados pelo modelo HUG acrescido da translação (ou propagação) por Muskingun-Cunge. Observou-se uma menor defasagem nos picos e uma boa determinação das vazões de pico das bacias. Por fim comparou-se o modelo proposto com o modelo do HU do SCS, de larga aplicação. O modelo proposto mostrou-se mais consistente na previsão dos valores de pico do hidrograma, justificando seu uso devida a maior precisão.

### 4.2 – DADOS HIDROLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS –

Cada bacia teve seus dados geomorfológicos levantados e o hidrograma médio observado determinado, alinhado pelo pico os hidrogramas observados.

NOME DA BACIA – CACHOEIRA PAULISTA  
POSTO – 2D-61R  
RIO PRINCIPAL – RIBEIRÃO PALMITAL

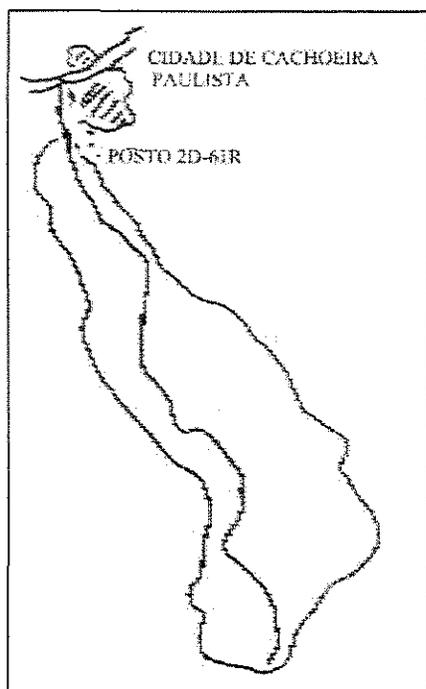


Figura 4.1 – Bacia do Ribeirão Palmital.

#### DADOS GEOMORFOLÓGICOS –

ÁREA DE DRENAGEM – 38 Km<sup>2</sup>

DECLIVIDADE MÉDIA DO RIO PRINCIPAL – 5,7/1000 m/m

COMPRIMENTO DO RIO PRINCIPAL – 18.100m

ÍNDICE DE COMPACIDADE – 1,66

Quadro 4.1 – Dados geomorfológicos da bacia do Ribeirão Palmital

$\omega$	$\theta\omega$	$A_\omega$	$L_\omega$
1	0,54	20,39	600
2	0,17	6,5	940
3	0,09	3,38	1920
4	0,20	7,73	13.900

## PROBABILIDADE DE TRANSIÇÃO EM OS RIOS DE DIVERSAS ORDENS –

$$P_{12} - 0,720$$

$$P_{13} - 0,150$$

$$P_{14} - 0,130$$

$$P_{23} - 0,560$$

$$P_{24} - 0,440$$

$$P_{34} - 1,000$$

## DADOS HIDROLÓGICOS –

TEMPO DE CONCENTRAÇÃO MÉDIO – 10:25 horas

DURAÇÃO DA CHUVA UNITÁRIA – 2:00 horas

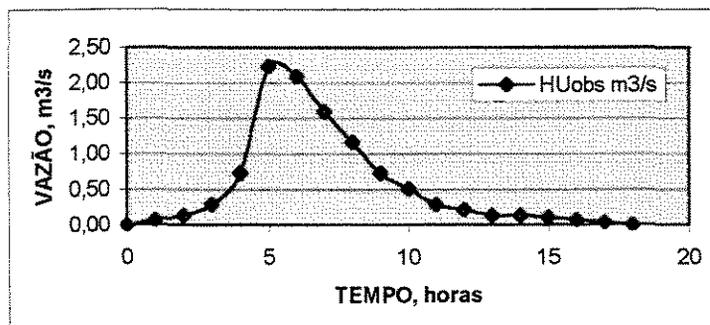


Figura 4.2 - Hidrograma médio da bacia do Ribeirão Palmital.

NOME DA BACIA – PIRAPITINGUI  
POSTO – 2D-59R  
RIO PRINCIPAL – RIBEIRÃO PIRAPITINGUI

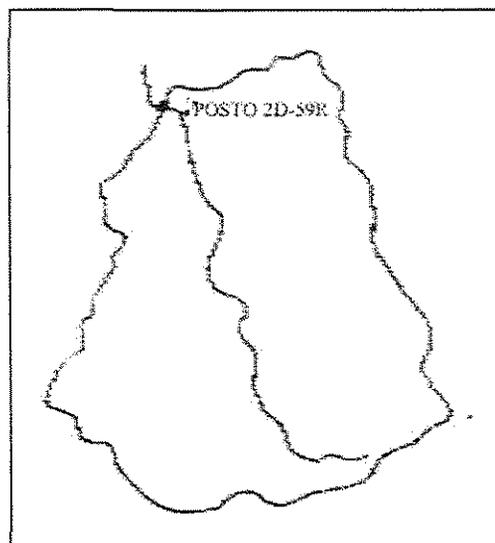


Figura 4.3 – Bacia do Ribeirão Pirapitingui.

#### DADOS GEOMORFOLÓGICOS –

ÁREA DE DRENAGEM – 67 Km<sup>2</sup>  
DECLIVIDADE MÉDIA DO RIO PRINCIPAL – 0,0183 m/m  
COMPRIMENTO DO RIO PRINCIPAL – 14.400 m  
ÍNDICE DE COMPACIDADE – 1,26

Quadro 4.2 – Dados geomorfológicos da bacia do Ribeirão Pirapitingui.

$\omega$ ordem	$\theta\omega$ início do processo	$A_{\omega}$ Média Km <sup>2</sup>	$L_{\omega}$ médio m
1	0,54	36,34	670
2	0,20	13,25	960
3	0,18	12,13	4300
4	0,08	5,28	10.000

PROBABILIDADE DE TRANSIÇÃO EM OS RIOS DE DIVERSAS ORDENS –

$$P_{12} - 0,780$$

$$P_{13} - 0,170$$

$$P_{14} - 0,050$$

$$P_{23} - 0,850$$

$$P_{24} - 0,150$$

$$P_{34} - 1,000$$

DADOS HIDROLÓGICOS –

TEMPO DE CONCENTRAÇÃO MÉDIO – 6:00 horas

DURAÇÃO DA CHUVA UNITÁRIA – 1:00 horas

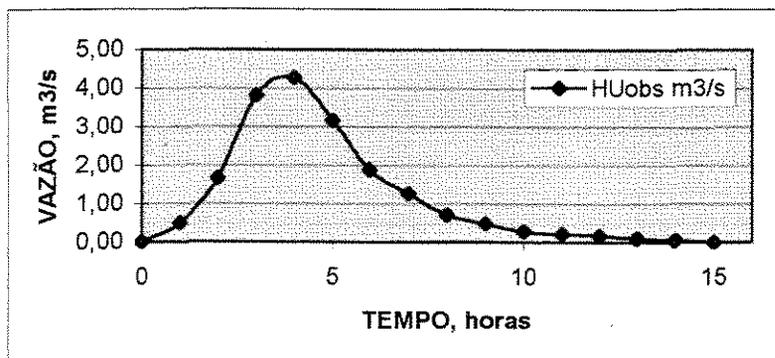


Figura 4.4 - Hidrograma médio da bacia do Ribeirão Pirapitingui.

NOME DA BACIA – ARARAQUARA

POSTO – 5C-31R

RIO PRINCIPAL – RIBEIRÃO DO RANCHO QUEIMADO

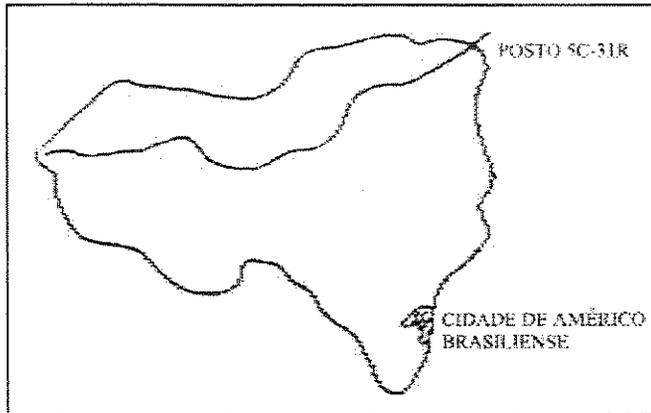


Figura 4.3 – Bacia do Ribeirão do Rancho Queimado.

DADOS GEOMORFOLÓGICOS –

ÁREA DE DRENAGEM – 142Km<sup>2</sup>

DECLIVIDADE MÉDIA DO RIO PRINCIPAL – 0,0066 m/m

COMPRIMENTO DO RIO PRINCIPAL – 19.000 m

ÍNDICE DE COMPACIDADE – 1,34

Quadro 4.3 – Dados geomorfológicos da bacia do Ribeirão do Rancho Queimado.

$\omega$ ordem	$\theta\omega$ início do processo	$A_\omega$ Média Km <sup>2</sup>	$L_\omega$ médio m
1	0,59	85,18	1560
2	0,12	17,83	1050
3	0,25	36,57	1840
4	0,04	5,57	2800

## PROBABILIDADE DE TRANSIÇÃO EM OS RIOS DE DIVERSAS ORDENS –

$$P_{12} - 0,670$$

$$P_{13} - 0,290$$

$$P_{14} - 0,040$$

$$P_{23} - 1,000$$

$$P_{24} - 0,000$$

$$P_{34} - 1,000$$

## DADOS HIDROLÓGICOS –

TEMPO DE CONCENTRAÇÃO MÉDIO – 12:50 horas

DURAÇÃO DA CHUVA UNITÁRIA – 2:00 horas

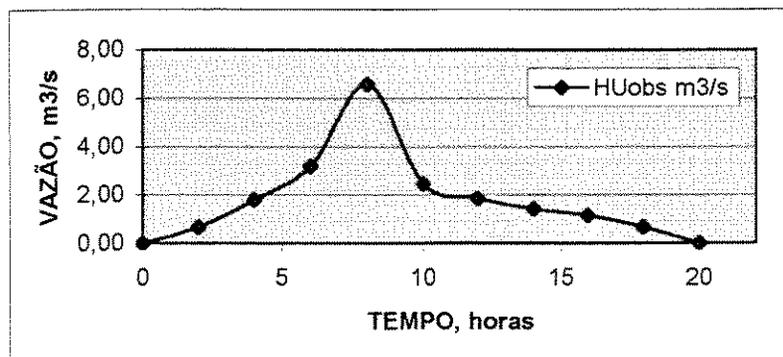


Figura 4.6 - Hidrograma médio da bacia do Ribeirão do Rancho Queimado.

NOME DA BACIA – BATATAIS  
POSTO – 4B-14R  
RIO PRINCIPAL – RIBEIRÃO DO ENGENHO DA SERRA

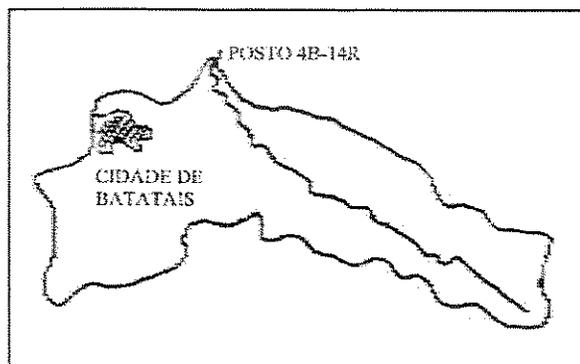


Figura 4.7 – Bacia do Ribeirão do Engenho da Serra.

DADOS GEOMORFOLÓGICOS –

ÁREA DE DRENAGEM – 178Km<sup>2</sup>  
DECLIVIDADE MÉDIA DO RIO PRINCIPAL – 0,0083 m/m  
COMPRIMENTO DO RIO PRINCIPAL – 28900 m  
ÍNDICE DE COMPACIDADE – 1,69

Quadro 4.4 – Dados geomorfológicos da bacia do Ribeirão do Engenho da Serra

$\omega$ ordem	$\theta\omega$ início do processo	$A_\omega$ Média $\text{Km}^2$	$L_\omega$ médio m
1	0,583	98,64	1344
2	0,190	32,08	1188
3	0,149	25,18	1353
4	0,077	12,98	1475

## PROBABILIDADE DE TRANSIÇÃO EM OS RIOS DE DIVERSAS ORDENS –

$$P_{12} - 0,700$$

$$P_{13} - 0,220$$

$$P_{14} - 0,080$$

$$P_{23} - 0,920$$

$$P_{24} - 0,080$$

$$P_{34} - 1,000$$

## DADOS HIDROLÓGICOS –

TEMPO DE CONCENTRAÇÃO MÉDIO – 10:30 horas

DURAÇÃO DA CHUVA UNITÁRIA – 2:00 horas

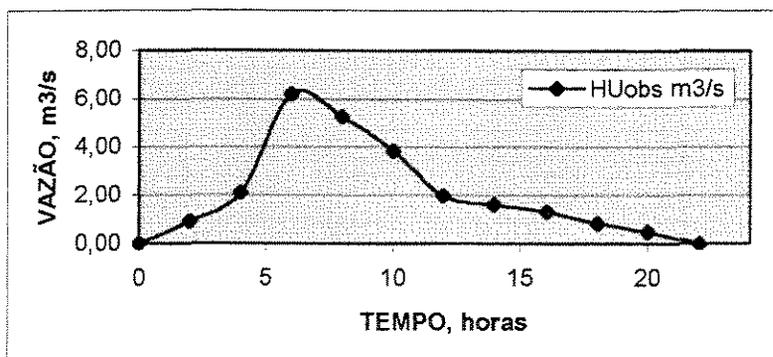


Figura 4.8 - Hidrograma médio da bacia do Ribeirão do Engenho da Serra.

NOME DA BACIA – MIRANDÓPOLIS  
POSTO – 8C-8R  
RIO PRINCIPAL – RIBEIRÃO CLARO

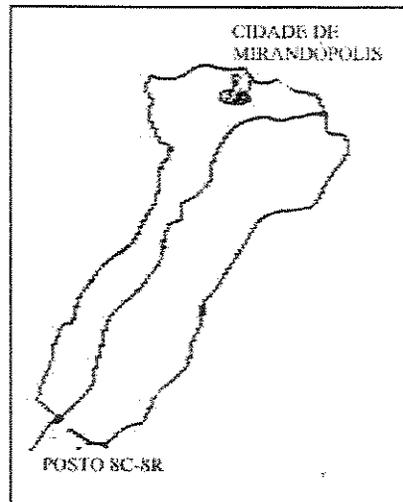


Figura 4.9 – Bacia hidrográfica do Ribeirão Claro.

DADOS GEOMORFOLÓGICOS –

ÁREA DE DRENAGEM – 184Km<sup>2</sup>  
DECLIVIDADE MÉDIA DO RIO PRINCIPAL – 0,0031 m/m  
COMPRIMENTO DO RIO PRINCIPAL – 32.400m  
ÍNDICE DE COMPACIDADE – 1,55

Quadro 4.5 – Dados geomorfológicos da bacia do Ribeirão Claro.

$\omega$ ordem	$\theta\omega$ início do processo	$A_\omega$ Média Km <sup>2</sup>	$L_\omega$ médio m
1	0,560	103,19	1280
2	0,170	31,27	1780
3	0,072	13,30	3590
4	0,197	36,24	26.950

PROBABILIDADE DE TRANSIÇÃO EM OS RIOS DE DIVERSAS ORDENS –

$$P_{12} - 0,680$$

$$P_{13} - 0,148$$

$$P_{14} - 0,172$$

$$P_{23} - 0,764$$

$$P_{24} - 0,286$$

$$P_{34} - 1,000$$

DADOS HIDROLÓGICOS –

TEMPO DE CONCENTRAÇÃO MÉDIO – 62:30 horas

DURAÇÃO DA CHUVA UNITÁRIA – 8:00 horas

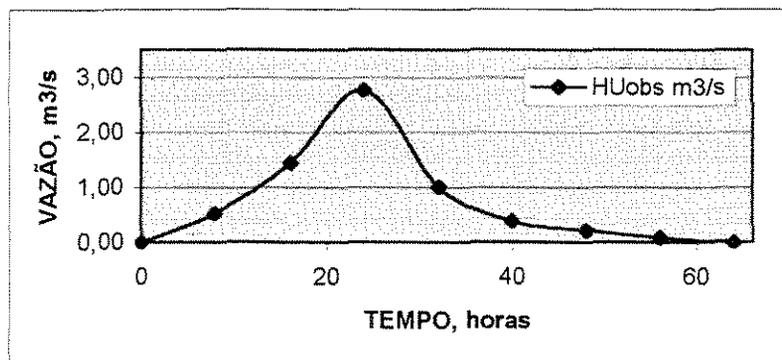


Figura 4.10 - Hidrograma médio da bacia do Ribeirão Claro.

NOME DA BACIA – FRANCA

POSTO – 4B-13R

RIO PRINCIPAL – RIBEIRÃO DO SALGADO

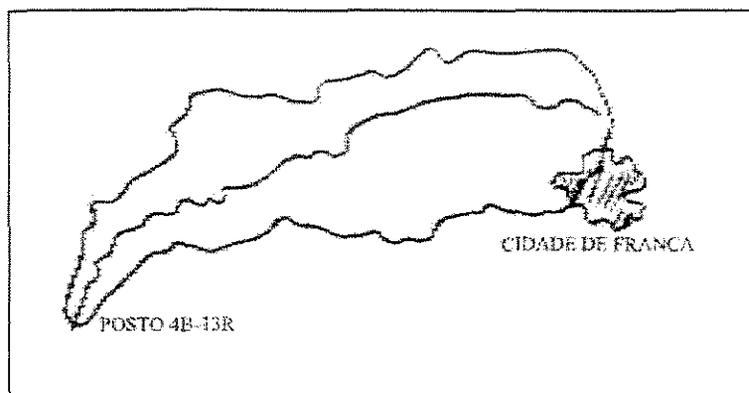


Figura 4.11 – Bacia do Ribeirão Salgado.

DADOS GEOMORFOLÓGICOS –

ÁREA DE DRENAGEM – 259 Km<sup>2</sup>

DECLIVIDADE MÉDIA DO RIO PRINCIPAL – 0,0061 m/m

COMPRIMENTO DO RIO PRINCIPAL – 48.000m

ÍNDICE DE COMPACIDADE – 1,57

Quadro 4.6 – Dados geomorfológicos da bacia do Ribeirão Salgado.

$\omega$ ordem	$\theta\omega$ início do processo	$A_\omega$ Média Km <sup>2</sup>	$L_\omega$ médio m
1	0,58	131,86	1030
2	0,18	36,56	890
3	0,10	22,69	930
4	0,13	28,08	1070

PROBABILIDADE DE TRANSIÇÃO EM OS RIOS DE DIVERSAS ORDENS –

$$P_{12} - 0,660$$

$$P_{13} - 0,100$$

$$P_{14} - 0,240$$

$$P_{23} - 0,670$$

$$P_{24} - 0,330$$

$$P_{34} - 1,000$$

DADOS HIDROLÓGICOS –

TEMPO DE CONCENTRAÇÃO MÉDIO – ESTIMADO

DURAÇÃO DA CHUVA UNITÁRIA – ESTIMADO EM 3:00 horas

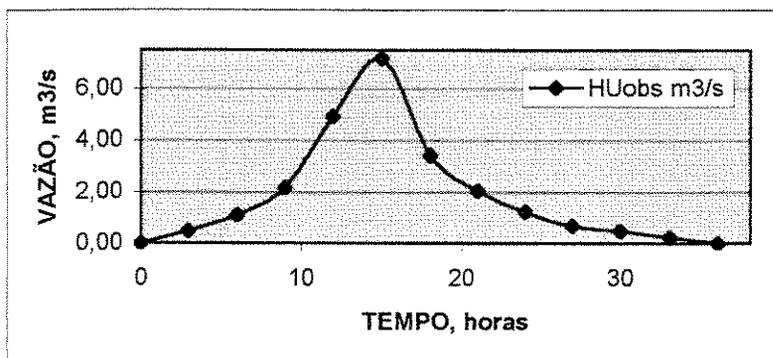


Figura 4.12 - Hidrograma médio da bacia do Ribeirão Salgado.

NOME DA BACIA – GUARÁ  
POSTO – 4B-17R  
RIO PRINCIPAL – RIBEIRÃO DA ESTIVA

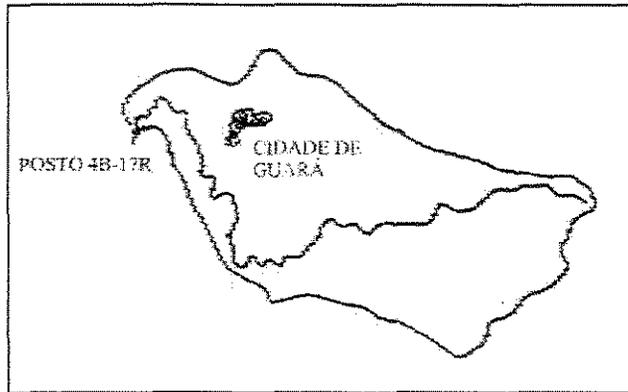


Figura 4.13 – Bacia do Ribeirão da Estiva.

DADOS GEOMORFOLÓGICOS –

ÁREA DE DRENAGEM – 264 km<sup>2</sup>  
DECLIVIDADE MÉDIA DO RIO PRINCIPAL – 0,0049 m/m  
COMPRIMENTO DO RIO PRINCIPAL – 40.300m  
ÍNDICE DE COMPACIDADE – 1,31

Quadro 4.7 – Dados geomorfológicos da bacia do Ribeirão da Estiva.

$\omega$ ordem	$\theta\omega$ início do processo	$A_\omega$ Média $\text{Km}^2$	$L_\omega$ médio m
1	0,547	142,85	1730
2	0,205	53,46	1660
3	0,128	33,48	4594
4	0,121	31,53	3467

## PROBABILIDADE DE TRANSIÇÃO EM OS RIOS DE DIVERSAS ORDENS –

$$P_{12} - 0,829$$

$$P_{13} - 0,073$$

$$P_{14} - 0,098$$

$$P_{23} - 0,952$$

$$P_{24} - 0,048$$

$$P_{34} - 1,000$$

## DADOS HIDROLÓGICOS –

TEMPO DE CONCENTRAÇÃO MÉDIO – 68:40 horas

DURAÇÃO DA CHUVA UNITÁRIA – 9:00 horas

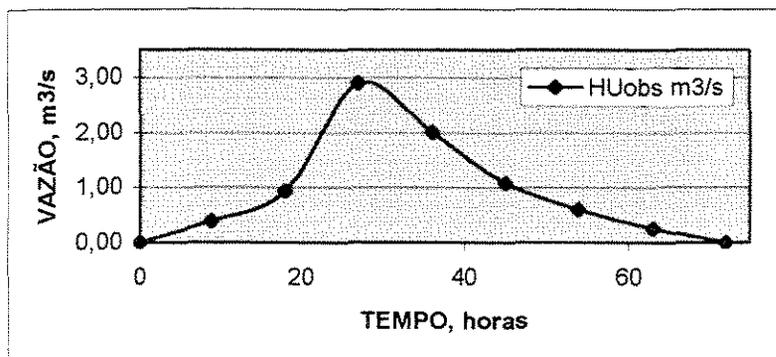


Figura 4.14 - Hidrograma médio da bacia do Ribeirão da Estiva.

### 4.3 – EQUAÇÃO DO TEMPO DE CONCENTRAÇÃO –

Os hidrogramas observados, nas diversas bacias, permitiram determinar uma equação do tempo de concentração para as bacia em estudo, útil para determinar o hidrograma unitário de projeto em bacias sem dados.

O tempo de concentração foi obtido entre o final da chuva efetiva e a primeira inflexão da recessão do hidrograma. Na figura 4.15 temos um dos hidrograma estudados, na forma logarítmica, destacando suas inflexões.

A equação gerada utilizou os dados geomorfológicos extraídos dos mapas topográficos, na escala 1:50.000, os mesmo a serem utilizados para a posterior geração do hidrograma unitário da bacia.

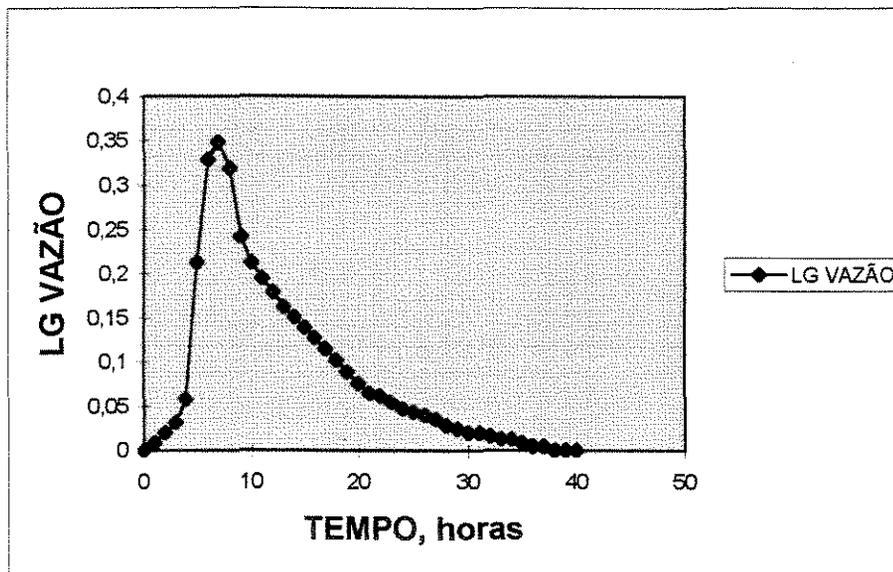


Figura 4.15 – Determinação do  $t_c$  no evento 10 da bacia 2D-61R.

A equação obtida foi:

$$t_c = 71,6467 - 0,4144 * A - 10,8319 * I_0 + 5,5755 * L - 80,7113 * I_c \quad (4.1)$$

Onde:  $t_c$  é o tempo de concentração em horas., A área da bacia em  $\text{Km}^2$ ,  $I_0$  declividade do rio principal em  $\text{m}/100\text{m}$ , L comprimento do rio principal em Km e  $I_c$  índice de compacidade da bacia.

A equação de previsão da velocidade tem uma boa correlação estatística, com  $R^2=0,926$ .

Quadro 4.8 – Tabela de correlação para o tempo de concentração.

Variável	A	I <sub>o</sub>	L	I <sub>c</sub>	V
A	1.00	-.49	+.92	-.16	+.74
I <sub>o</sub>	-.49	1.00	-.62	-.44	-.55
L	+.92	-.62	1.00	+.07	+.87
I <sub>c</sub>	-.16	-.44	+.07	1.00	-.10
V	+.74	-.55	-.87	-.10	1.00

Das variáveis listadas na tabela 4.8 a área da bacia tem forte correlação com o comprimento do rio principal e foi experimentada uma equação sem a variável comprimento do rio principal, que se mostrou estatisticamente mais fraca que a equação completa e por isso se manteve a equação completa.

Desenvolvida a equação do  $t_c$  pode-se aplicar o modelo em bacias não estudadas previamente.

#### 4.4 – COMPARAÇÃO ENTRE OS HIDROGRAMAS TEÓRICOS (HUG) E OBSERVADOS –

De posse dos dados gerou-se os hidrogramas geomorfológicos e comparou-se com os observados. A geração dos HUG foi feita por calibração, escolhendo-se vários valores para o parâmetro velocidade “v”, até se encontrar a melhor aproximação do HUG com o HUobs. Verificou-se uma defasagem dos picos, progressiva com o tamanho da bacia e seu tempo de concentração. A observação da defasagem dos picos reforça a hipótese da não consideração da translação (ou propagação) da onda de cheia na calha do rio do modelo geomorfológico.

Para o posto 2D-61R a comparação entre os hidrogramas HUG e HUobs mostrou uma defasagem de 3:00 horas, para um tempo de concentração da bacia de 10:25 horas.

Para o posto 2D-59R a comparação entre os hidrogramas HUG e HUOBS mostrou uma defasagem de 2:00 horas, para um tempo de concentração de 6:00 horas.

Para o posto 5C-31R a comparação entre os hidrogramas HUG e HUobs. Mostrou uma defasagem de 4:00 horas, para um tempo de concentração de 12:50 horas.

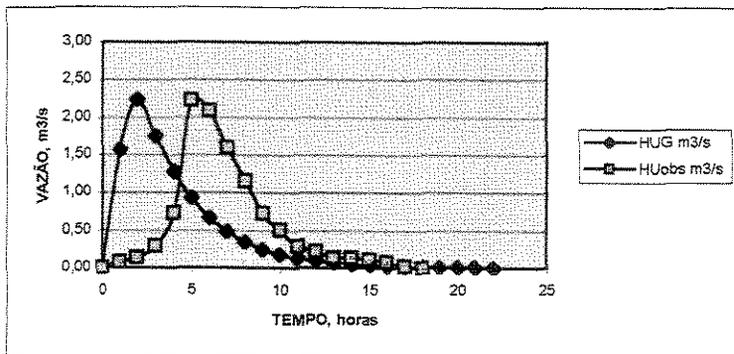


Figura 4.16 – Comparação entre os hidrogramas observados e gerados da bacia do Ribeirão Palmital.

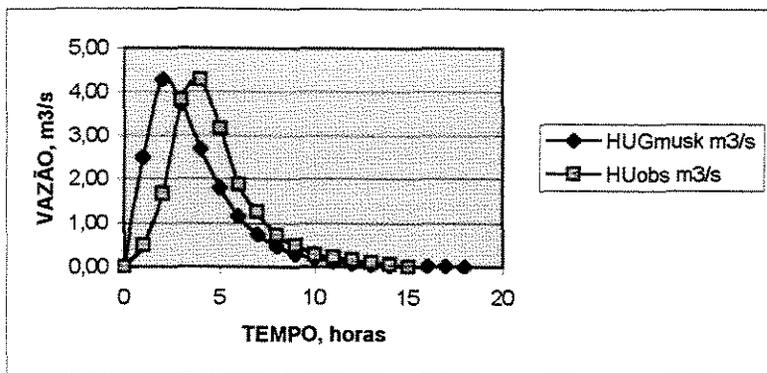


Figura 4.17 – Comparação entre os hidrogramas observados e gerados da bacia do Ribeirão Pirapitingui.

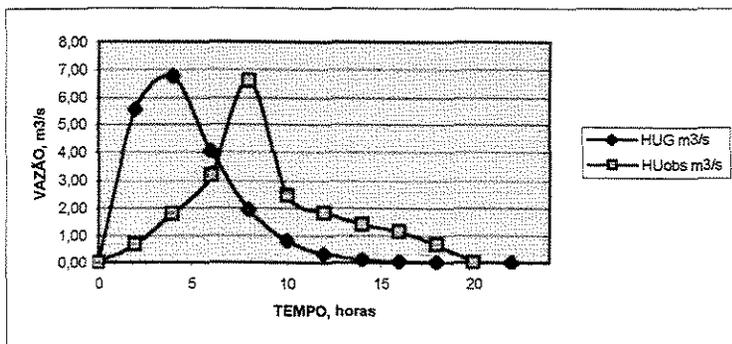


Figura 4.18 – Comparação entre os hidrogramas observados e gerados da bacia do Ribeirão do Rancho Queimado.

Para o posto 4B-14R a comparação entre os hidrogramas HUG e HUobs. Mostrou uma defasagem de 2:00 horas, para um tempo de concentração de 10:30 horas.

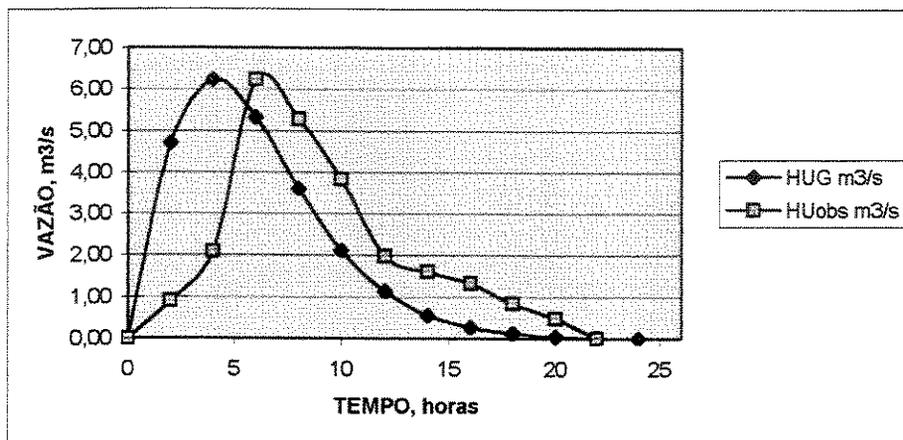


Figura 4.19 – Comparação entre os hidrogramas observados e gerados da bacia do Ribeirão do Engenho da Serra.

Para o posto 8C-8R comparação entre os hidrogramas HUG e HUobs. mostrou uma defasagem de 16:00 horas, para um tempo de concentração de 62:30 horas.

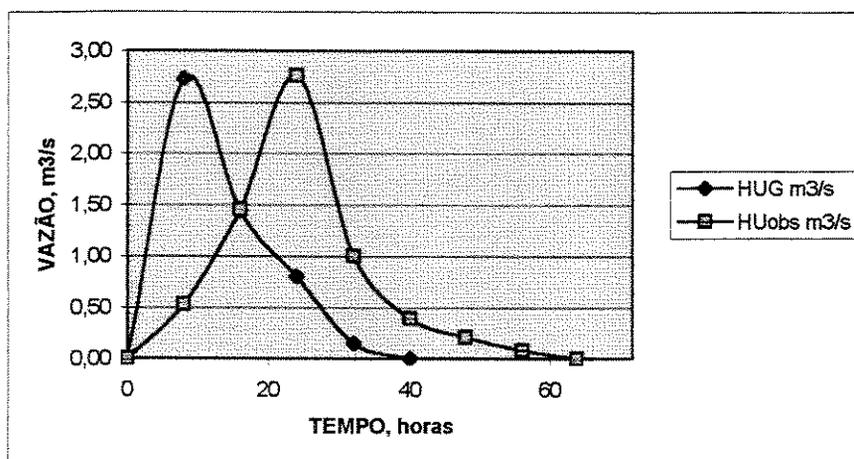


Figura 4.20 – Comparação entre os hidrogramas observados e gerados da bacia do Ribeirão Claro.

Para o posto 4B-13R a comparação entre os hidrogramas HUG e HUobs. mostrou uma defasagem de 12:00 horas, para um tempo de concentração e estimado em 20:00 horas.

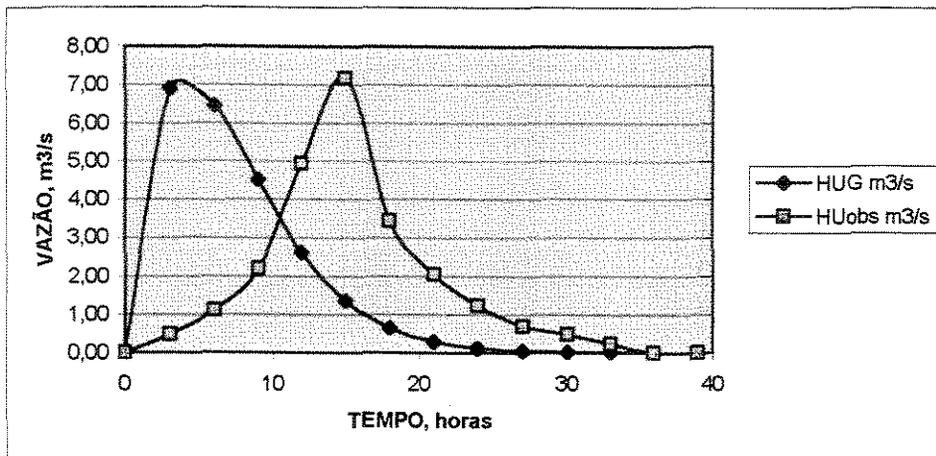


Figura 4.21– Comparação entre os hidrogramas observados e gerados da bacia do Ribeirão do Salgado.

Para o posto 4B-17R a comparação entre os hidrogramas HUG e HUobs. mostrou uma defasagem de 18:00 horas, para um tempo de concentração de 68:40 horas.

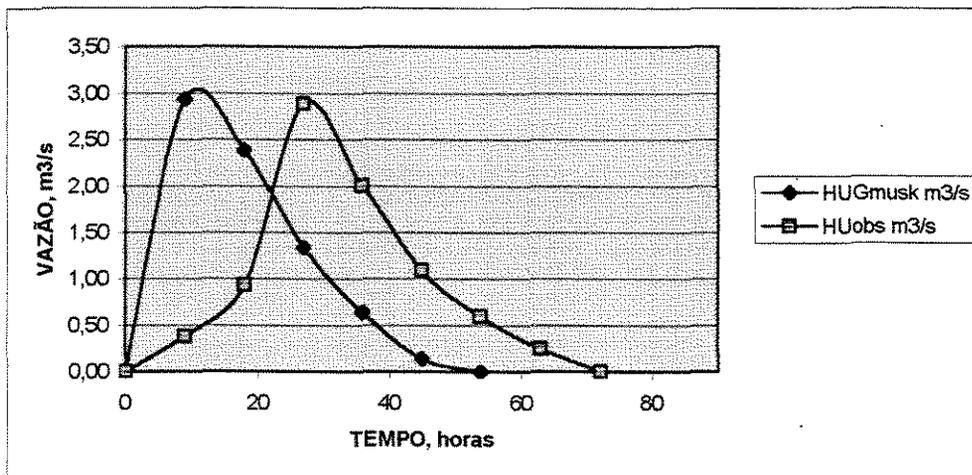


Figura 4.22 – Comparação entre os hidrogramas observados e gerados da bacia do Ribeirão da Estiva.

Baseado nos dados das 7 bacias hidrográficas (com áreas entre 40 e 279 Km<sup>2</sup>), pôde-se constatar uma defasagem progressiva dos picos, mostrando a falta de consideração do modelo para com a translação (ou propagação) da onda de cheia pelo canal principal. A defasagem nos picos é progressiva com o aumento do tamanho da bacia, reforçando a hipótese que o modelo geomorfológico não representa bem a translação (ou propagação) na calha do rio. A defasagem pode ser corrigida pela introdução da modelagem desse fenômeno no modelo, aplicando-se o modelo de Muskingun-Cunge para propagação da onda de cheia em canais. Portanto acrescentou-se ao modelo HUG o modelo de Muskingun-Cunge para simular a translação (ou propagação) na calha do rio principal.

#### 4.5 – COMPARAÇÃO ENTRE OS HIDROGRAMAS TEÓRICOS (HUG com MUSKINGUN-CUNGE) E OS OBSERVADOS –

De posse dos dados gerou-se os hidrogramas geomorfológicos acrescidos da translação (ou propagação) no comprimento da calha principal através do Modelo de Muskingum-Cunge e comparou-se com os hidrogramas observados. A geração dos HUG foi feita por tentativas, até se encontrar a melhor aproximação do HUG com Muskingum-Cunge e o HUobs. Verificou-se uma defasagem dos picos menores e uma boa consistência na previsão dos picos dos hidrogramas.

Para o posto 2D-61R a comparação entre os hidrogramas HUG com Muskingum-Cunge e HUobs., mostrou uma defasagem de 2:00 horas, contra uma valor anterior de 3:00 horas. A bacia é muito alongada ( $I_c = 1,66$ ), não conseguindo o modelo um ajuste perfeito no tempo de pico, somente no valor do pico.

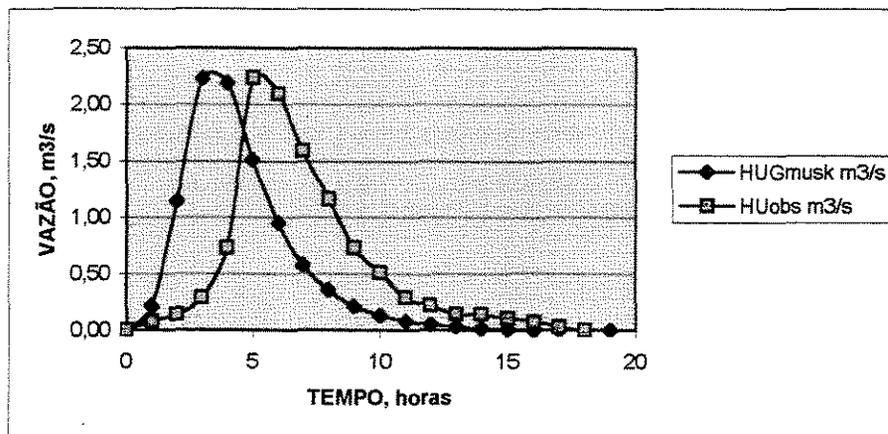


Figura 4.23 – Comparação entre HU observado e HUG com Muskingum-Cunge, no Posto 2D-61R.

Para o posto 2D-59R, a comparação entre os hidrogramas HUG com Muskingum-Cunge e HUobs mostrou uma defasagem de 0:00 horas, para um valor anterior de 2:00 horas. A bacia é pouco alongada ( $I_c = 1,26$ ), conseguindo um ajuste do modelo tanto para o tempo do pico quanto para o seu valor.

Para o posto 5C-31R a comparação entre os hidrogramas HUG com Muskingum-Cunge e HUobs., mostra uma defasagem de 2:00 horas, contra um valor anterior de 4:00 horas. A bacia é pouco alongada ( $I_c = 1,34$ ) e com maior contribuição de área na parte de jusante da bacia, conseguindo o modelo um bom ajuste de valor de pico e fraco no tempo de pico.

Para o posto 4B-14R a comparação entre os hidrogramas HUG com Muskingum-Cunge e HUobs., mostra uma defasagem a mais de 4:00 horas, contra um valor anterior de 2:00 horas. A bacia é alongada ( $I_c = 1,69$ ), com maior contribuição de área a jusante. O modelo teve boa consistência na previsão do valor do pico.

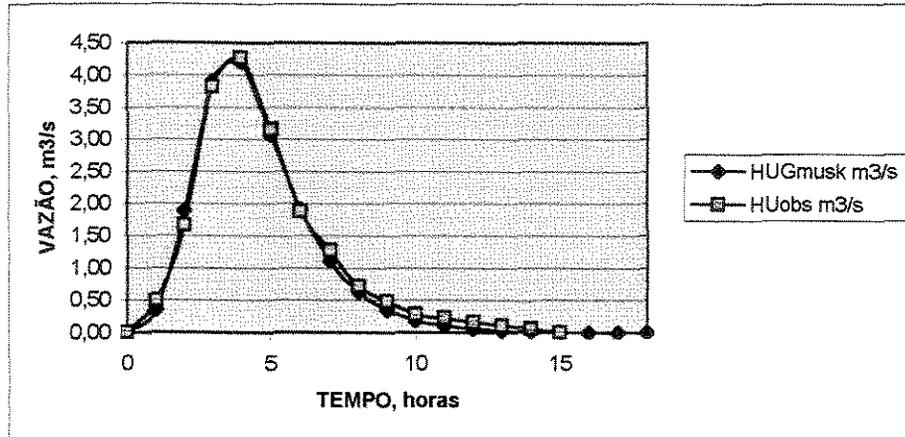


Figura 4.24 – Comparação entre HU observado e HUG com Muskingum-Cunge, no Posto 2D-59R.

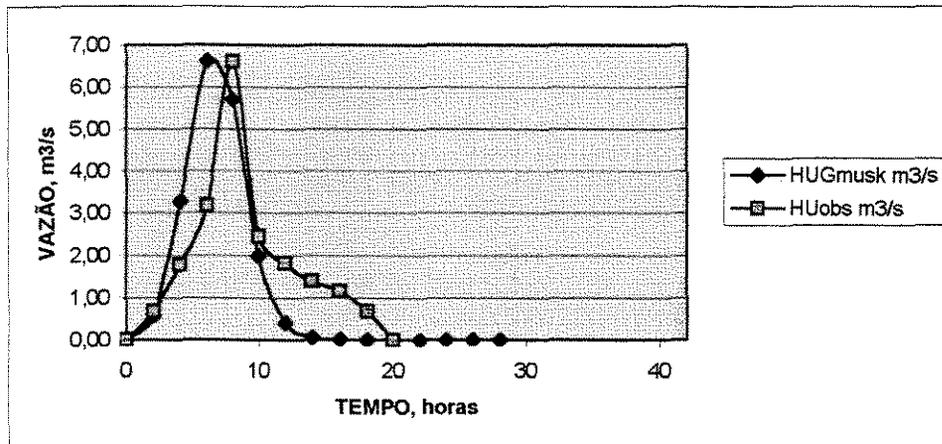


Figura 4.25 – Comparação entre HU observado e HUG com Muskingum-Cunge, no Posto 5C-31R.

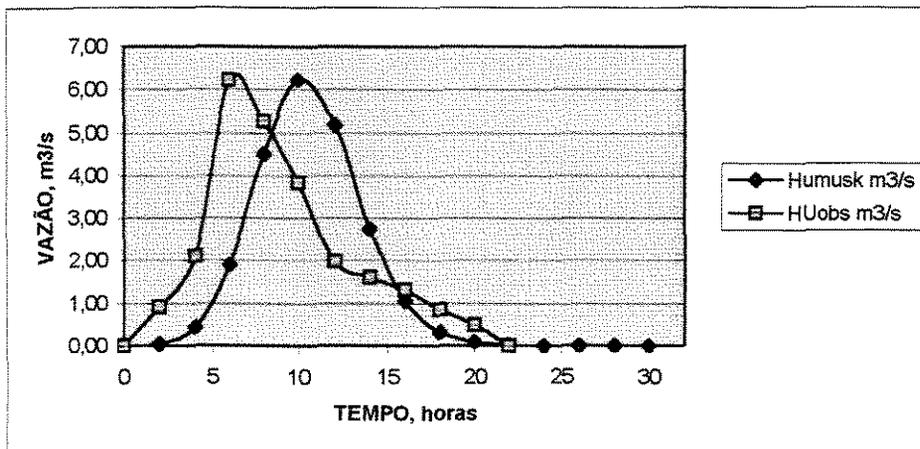


Figura 4.26 – Comparação entre HU observado e HUG com Muskingum-Cunge, no Posto 4B-14R.

Para o posto 8C-8R a comparação entre os hidrogramas HUG com Muskingum-Cunge e HUobs., mostra uma defasagem de 8:00 horas, contra um valor anterior de 16:00 horas. Devido a forma alongada da bacia ( $I_c = 1,55$ ) a defasagem se manteve alta. O modelo prevê com precisão o valor da vazão de pico.

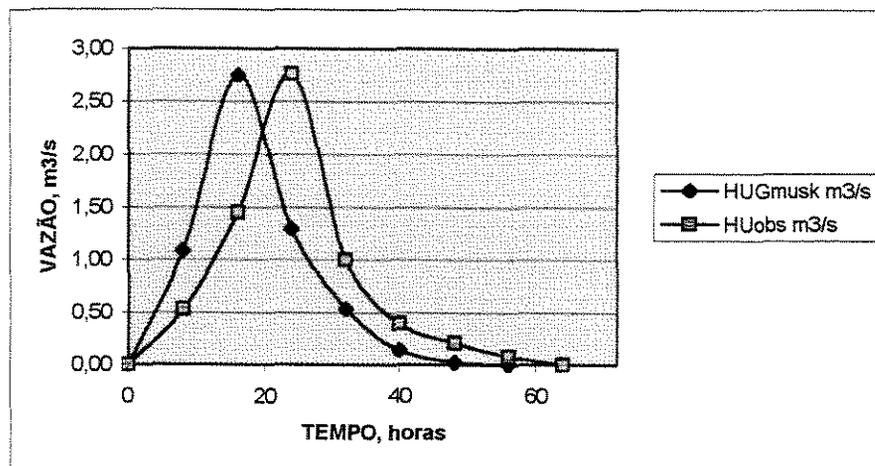


Figura 4.27 – Comparação entre HU observado e HUG com Muskingum-Cunge, no Posto 8C-8R.

Para o posto 4B-13R a comparação entre os hidrogramas HUG com Muskingum-Cunge e HUobs., mostra uma defasagem de 0:00 horas, contra um valor anterior de 12:00 horas.

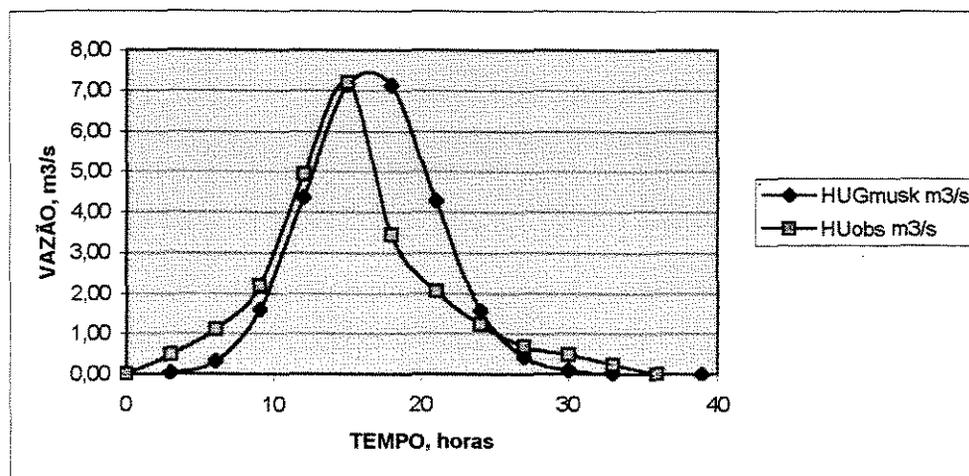


Figura 4.28 – Comparação entre HU observado e HUG com Muskingum-Cunge, no Posto 4B-13R.

Para o posto 4B-17R a comparação entre os hidrogramas HUG com Muskingum-Cunge e HUobs., mostra uma defasagem de 0:00 horas, contra um valor anterior de 18:00 horas. A bacia é pouco alongada ( $I_c = 1,31$ ) e o modelo previu com precisão o pico do hidrograma.

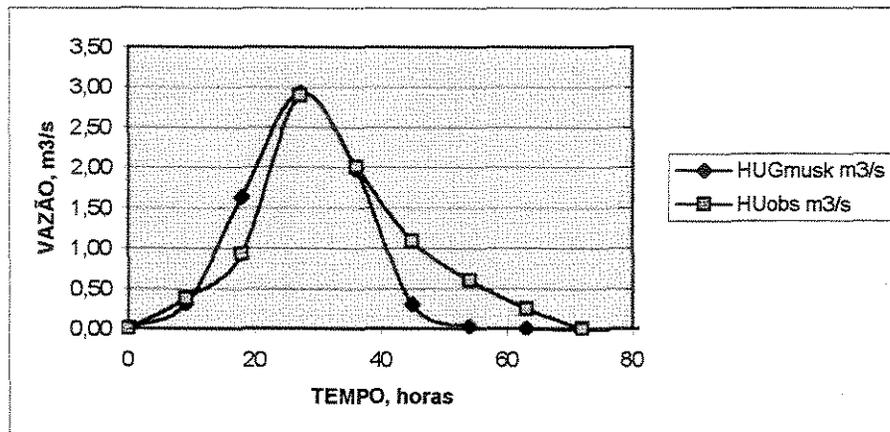


Figura 4.29 – Comparação entre HU observado e HUG com Muskingum-Cunge, no Posto 4B -17R.

Comparando-se as defasagens antes e depois de se acrescentar o modelo de Muskingum-Cunge ao hidrograma unitário geomorfológico observamos que o modelo melhorou a defasagem dos picos dos hidrogramas. Observou-se também que o modelo tem uma boa consistência na previsão dos valores de pico, atestando a validade de se transladar (ou propagar) o hidrograma de cheia através da calha do rio principal.

Quadro 4.9 – Comparação entre as defasagens dos hidrogramas.

Bacia	DEFASAGEM sem MUS-CUNGE	DEFASAGEM com MUS-CUNGE
2D-61R	3:00	2:00
2D-59R	2:00	0:00
5C-31R	4:00	2:00
4B-14R	2:00	4:00
8C-8R	16:00	8:00
4B-13R	12:00	0:00
4B-17R	18:00	0:00
Média	8:08	2:17

Para aplicar o modelo em outras bacias deve-se prever o valor da velocidade a partir de alguns parâmetros geomorfológico da bacia, fáceis de se obter de uma mapa topográfico. Para tanto obteve-se uma equação de previsão do valor da velocidade que melhor determinasse o hidrograma unitário da bacia.

#### 4.6 – PREVISÃO DO VALOR DO PARÂMETRO VELOCIDADE DO HUG COM MUSKINGUM-CUNGE –

O modelo para ser aplicado em outras bacias deve poder prever o valor do parâmetro velocidade a partir de dados geomorfológicos da bacia, possíveis de se obter a partir dos dados dos mapas na escala 1:50.000.

O software estatístico STAT permitiu analisar os dados levantados e obter uma equação de correlação que permite prever o valor do parâmetro velocidade do modelo HUG com translação (ou propagação) por Muskingum-Cunge. Para testar a validade do modelo foi gerada uma equação sem uma das bacias (bacia 4B-14R) e depois aplicado o modelo para gerar o HUG com Muskingum-Cunge nessa bacia e o hidrograma unitário geomorfológico gerado foi comparado com o observado para validar a metodologia proposta.

A comparação entre os hidrogramas observados e gerados por tentativa para uma melhor aproximação entre os hidrogramas determinou uma velocidade de 0,61 m/s para a bacia 4B-14R. A equação gerada sem essa bacia determinou uma velocidade ótima de 0,55 m/s. Com essa velocidade gerou-se um HUG que foi transladado (ou propagado) ao longo do rio principal. Conforme figura 4.30 observa-se uma adequação entre os hidrogramas unitários gerados e observados com relação ao valor de pico (erro de 4,5%), validando a aplicação do modelo para determinar o hidrograma unitário em uma bacia sem dados de chuva vazão. A defasagem observada entre os picos foi semelhante a observada quando se usou a bacia para determinar o melhor parâmetro da velocidade do modelo, ver figura 4.26.

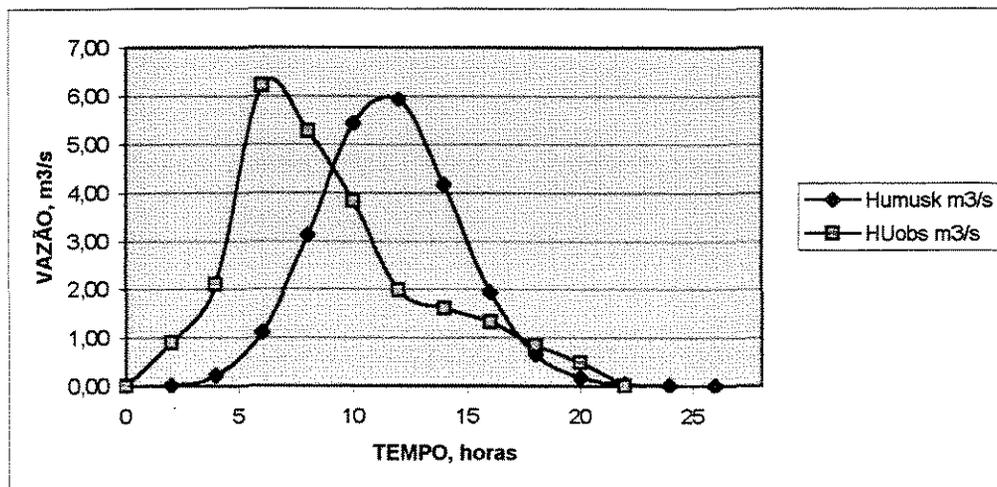


Figura 4.30 – Validação do modelo através da comparação dos hidrogramas unitários.

Testado o modelo, foi gerada uma equação com base em todas as 7 bacias disponíveis.

A equação de previsão do parâmetro velocidade fica:

$$v = 2,774740 - 0,013127 * A + 0,051679 * L - 0,792506 * I_c \quad (4.2)$$

Onde: v velocidade do escoamento em m/s, A área da bacia em Km<sup>2</sup>, L comprimento do rio principal em Km e I<sub>c</sub> índice de compacidade da bacia.

A equação de previsão da velocidade tem uma alta correlação estatística, com R<sup>2</sup>=0,9987.

Quadro 4.10 Tabela de correlação para parâmetro velocidade

Variável	A	L	I <sub>c</sub>	v
A	1.00	+0.92	-0.03	-0.94
L	+0.92	1.00	+0.20	-0.76
I <sub>c</sub>	-0.03	+0.20	1.00	+0.03
V	-0.94	-0.76	+0.03	1.00

Desenvolvida a equação do parâmetro velocidade o modelo pode ser aplicado em bacias não estudadas previamente.

#### 4.7 – COMPARAÇÃO ENTRE OS HIDROGRAMAS TEÓRICOS (HUG com MUSKINGUN-CUNGE), HIDROGRAMAS TRIÂNGULARES DO SCS E OBSERVADOS –

Procede-se agora na comparação do modelo HUG com Muskingun-Cunge com o hidrograma triangular do SCS, de larga aplicação e muito maior rapidez. Com essa comparação podemos observar a validade de se aplicar o modelo em bacia não monitoradas.

Os hidrogramas do SCS foram obtidos com base no tempo de concentração calculado pela equação de Kirpich (Genovez, 1991).

Para o posto 2D-61R a comparação entre os hidrogramas HUG com Muskingun-Cunge, o HU do SCS e HUobs., mostra que o HU do SCS superestima o valor do pico do hidrograma porque o tempo de pico e tempo de base são bem menores que o observado.

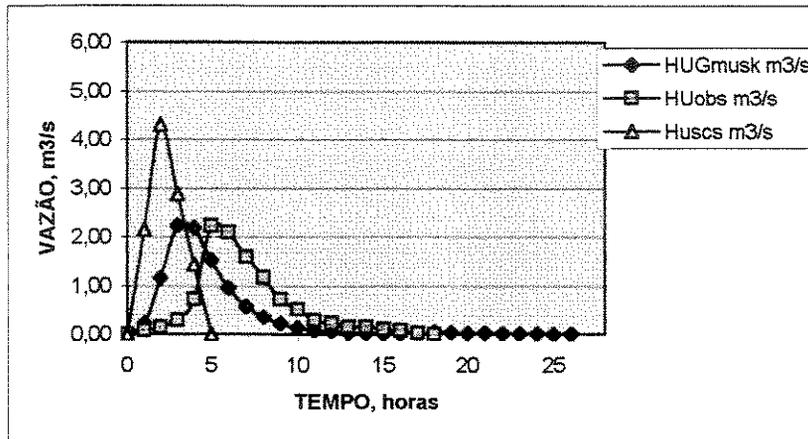


Figura 4.31 – Comparação entre HUG com Muskingum-Cunge e HU observado e HU do SCS para a bacia 2D-61R.

Para o posto 2D-59R a comparação entre os hidrogramas HUG com Muskingum-Cunge, HU do SCS e HUobs., mostra que o HU do SCS superestima a vazão de pico, com o tempo de pico e o tempo de base bem menores que o observado.

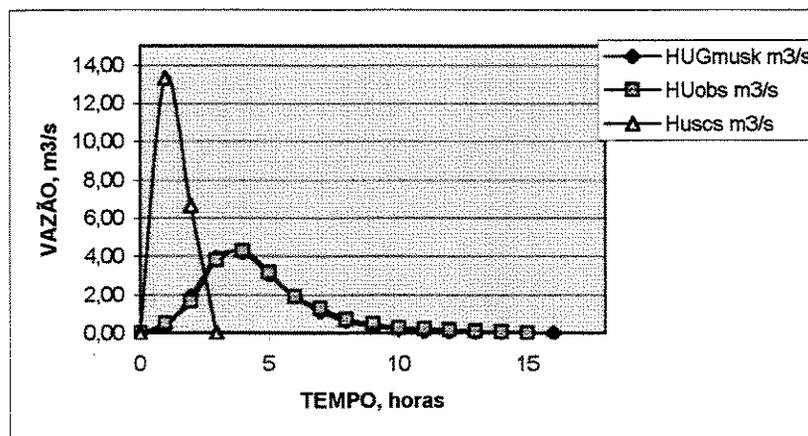


Figura 4.32 – Comparação entre HUG com Muskingum-Cunge e HU observado e HU do SCS para a bacia 2D-59R.

Para o posto 5C-31R a comparação entre os hidrogramas HUG com Muskingum-Cunge, HU do SCS e HUobs., mostra que o HU dos SCS superestima o valor da vazão de pico, porque o tempo de pico e o tempo de base são menores que o observado.

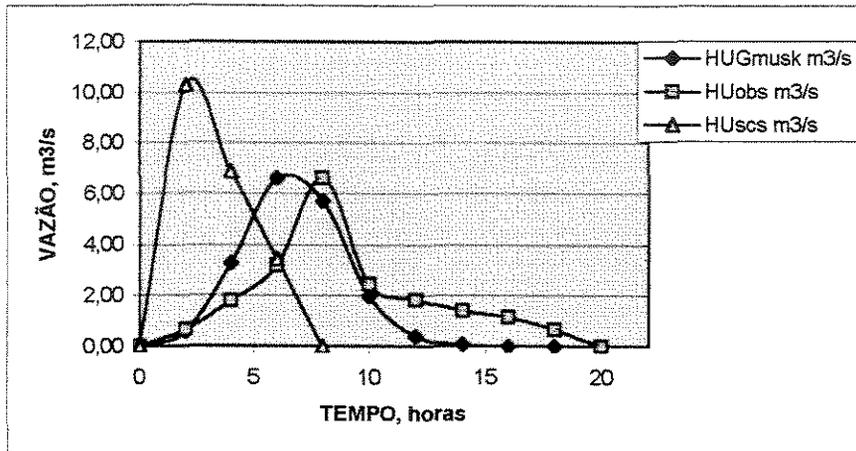


Figura 4.33 – Comparação entre HUG com Muskingum-Cunge e HU observado e HU do SCS para a bacia 5C-31R.

Para o posto 4B-14R a comparação entre os hidrogramas HUG com Muskingun-Cunge, HU do SCS e HUobs., mostra que o HU do SCS superestimou a vazão de pico, porque o tempo de pico e o tempo de base são menores que os observados.

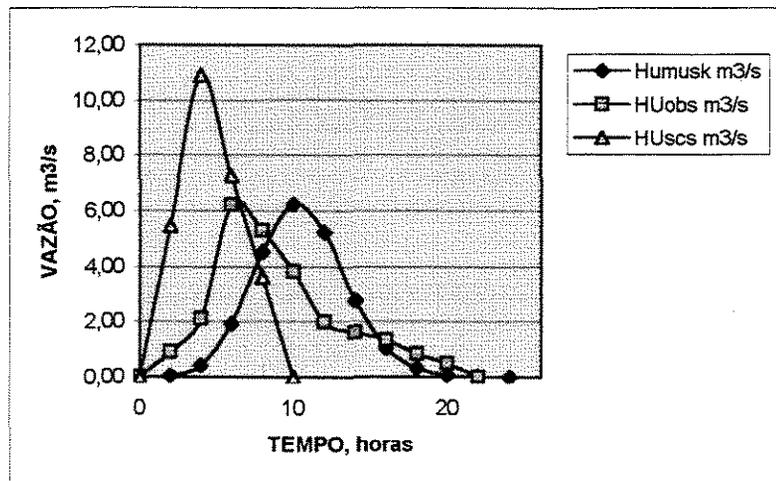


Figura 4.34 – Comparação entre HUG com Muskingum-Cunge e HU observado e HU do SCS para a bacia 4B-14R.

Para o posto 8C-8R a comparação entre os hidrogramas HUG com Muskingun-Cunge, HU do SCS e HUobs., mostra que o HU do SCS superestimou a vazão de pico, porque o tempo de pico e o tempo de base são bem menores que os observados.

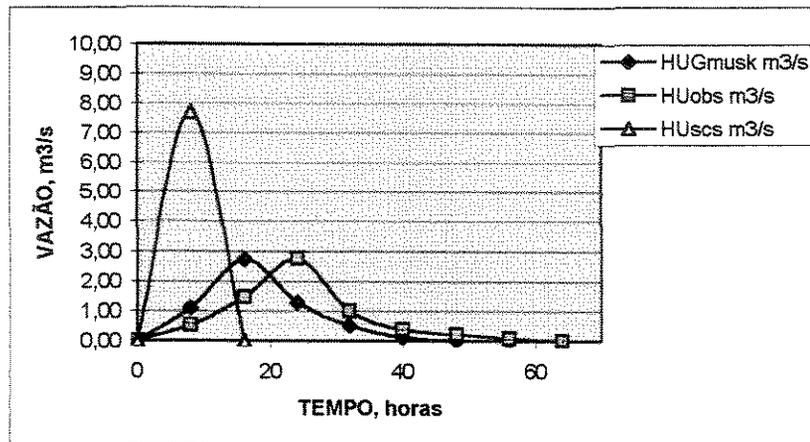


Figura 4.35 – Comparação entre HUG com Muskingum-Cunge e HU observado e HU do SCS para a bacia 8C-8R.

Para o posto 4B-13R a comparação entre os hidrogramas HUG com Muskingun-Cunge, HU do SCS e HUobs., mostra que o HU do SCS superestima a vazão de pico da bacia, porque o tempo de pico e o tempo de base são menores que os observados.

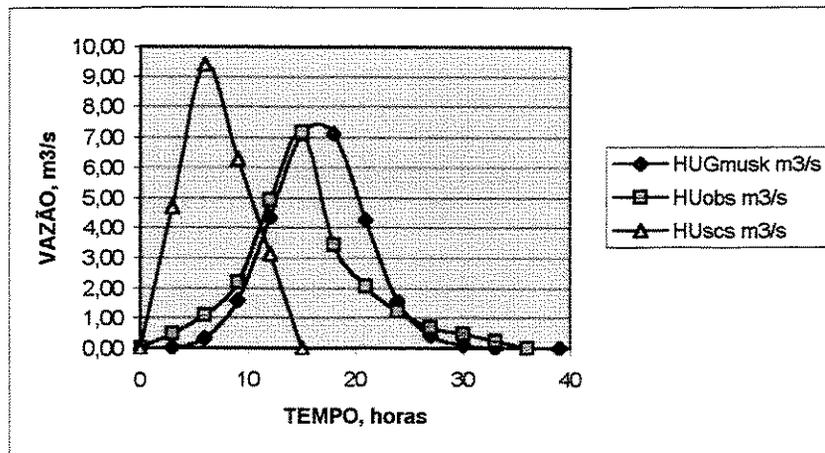


Figura 4.36 – Comparação entre HUG com Muskingum-Cunge e HU observado e HU do SCS para a bacia 4B-13R.

Para o posto 4B-17R a comparação entre os hidrogramas HUG com Muskingum-Cunge, HU do SCS e HUobs., mostra que o HU do SCS superestimou a vazão de pico, porque o tempo de pico e o tempo de base são bem menores que os observados.

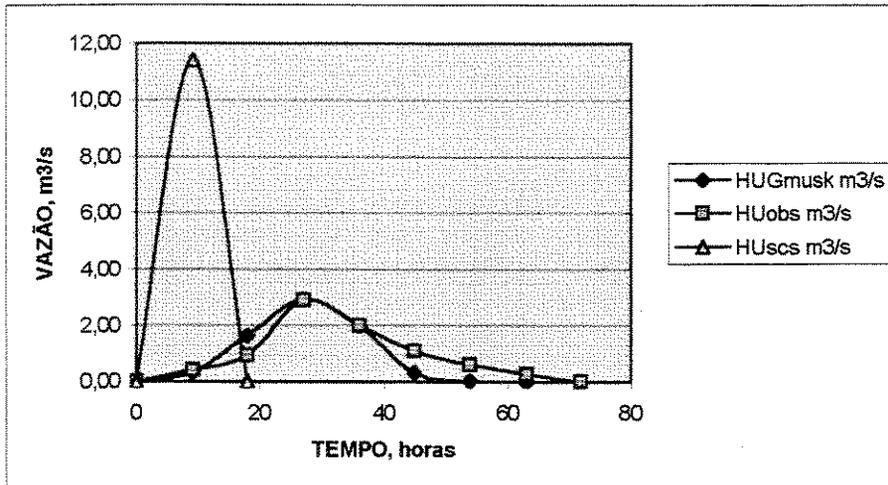


Figura 4.37 – Comparação entre HUG com Muskingum-Cunge e HU observado e HU do SCS para a bacia 4B-17R.

A comparação entre os modelo HUG com Muskingum-Cunge e HUG do SCS mostra que o HUG com Muskingum-Cunge é mais preciso no valor de pico, independente do formato ou tamanho da bacia e justifica seu uso devido a maior consistência na previsão do valor de pico das bacias. Observou-se que o HU triangular do SCS superestima a vazão de pico das bacias, devido aos baixos valores do tempo de concentração obtidos pela equação de Kirpich, confrontados com os observados, conforme tabela 4.11.

Tabela 4.11 – Comparação entre  $t_c$  observado e obtido pela equação de Kirpich.

BACIA	$t_c$ observado	$t_c$ por Kirpich
2D-61R	10:00	4:30
2D-59R	6:00	2:25
5C-31R	12:50	4:25
4B-14R	10:30	5:36
8C-8R	62:30	9:00
4B-13R	estimado	9:20
4B-17R	68:25	8:54
Média	28:20	6:17

O gráfico da figura 4.38 mostra claramente a inadequação da equação de Kirpich para o cálculo do tempo de concentração, principalmente para grandes bacias hidrográficas. Isso justifica o uso da equação gerada neste trabalho, para o cálculo do tempo de concentração e geração do hidrograma unitário, através do HUG acrescido da translação por Muskingum-Cunge.

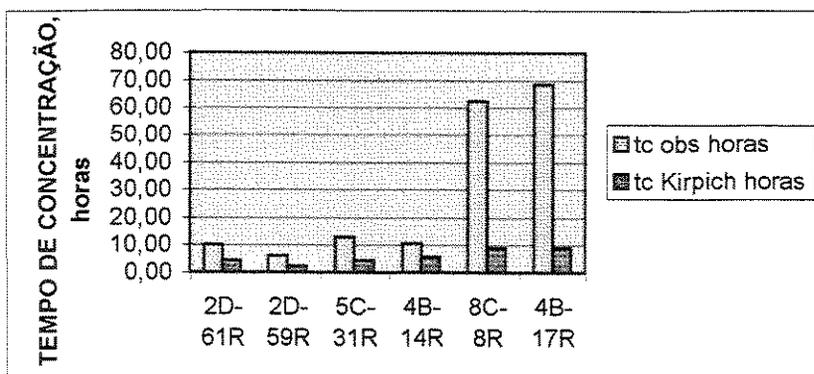


Figura 4.38 – Comparação entre os valores dos tempo de concentração.

Aplicando a teoria do HU triangular do SCS com o  $t_c$  obtido pela equação aqui proposta temos o resultado mostrado na figura 4.39, mais coerente que o obtido pela equação de Kirpich. Na figura 4.34 podemos observar a melhoria na precisão obtida como a utilização da nova equação do tempo de concentração.

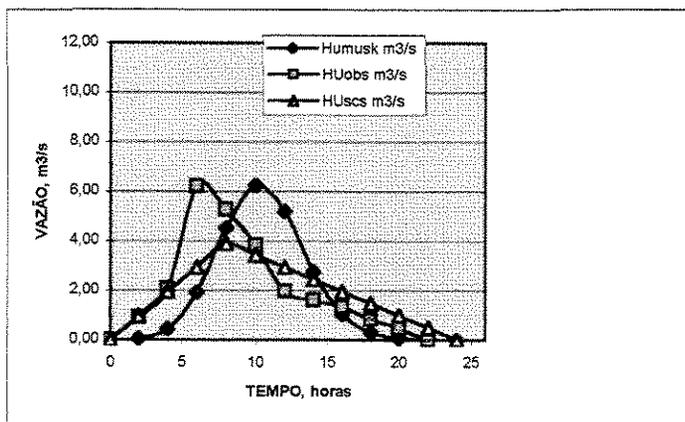


Figura 4.39 – Hidrogramas comparados, aplicando  $t_c$  obtido nesse trabalho. Bacia 4B-14R.

## 5 - CONCLUSÃO –

O método apresenta resultados de pico de cheia com bastante correção, justificando seu uso em bacias sem dados de vazão. Para as condições desse estudo pode-se tirar algumas conclusões.

O modelo de geração do Hidrograma Unitário Geomorfológico apresenta uma defasagem entre os picos dos hidrogramas observados e gerados, sendo o maior valor de 18:00 horas, menor valor de 2:00 horas e valor médio de 8:08 horas. Com a introdução da translação (ou propagação) na calha do rio através do modelo de Muskingum-Cunge a defasagem dos picos abaixou sensivelmente. Com maior valor de 8:00 horas, menor valor de 00:00 horas e valor médio de 2:17 horas. Essa melhoria tornou o modelo mais preciso.

Para tornar o modelo aplicável a bacias sem dados de vazão, foi desenvolvida uma equação de regressão que permite prever o valor do parâmetro velocidade do HUG com Muskingum-Cunge a partir de dados geomorfológicos da bacia hidrográfica. Essa equação permite aplicar o modelo em bacias sem dados de vazão.

A aplicação desse modelo, apesar de trabalhosa, se justifica por ter uma melhor consistência na previsão do valor de pico que outros modelos tradicionais, comparação feita com o hidrograma triangular do SCS, mostraram um melhor resultado do HUG com Muskingum-Cunge.

Pode-se melhorar a aplicação do modelo do Hidrograma Unitário Triangular do SCS através da melhoria do cálculo do tempo de concentração das bacias, com o uso da equação obtida para o tempo de concentração em função de características físicas da bacia.

## 6. BIBLIOGRAFIA

AGNESE, C.; T. D'ASARO; G. GIORDANO (1988) - Estimation of the scale of the geomorphologic instantaneous unit hydrograph from effective stream flow velocity. Water Resources Research.

ALLEN, P. M.; ARNOLD, J. G.; BYARS, B. W. (1994) - Downstream channel geometry for use in planning-level models. Water Resources Bulletin.

BEDIENT, P. B., HUBER, W. C. (1992) - Hydrology and Floodplain Analysis. Editora Addison-Wesley Publishing Company. 692 páginas.

BOYD, M. J. (1978) - A storage-routing model relating drainage basin hydrology and geomorphology. Water Resources Research, october .

BRAS, R. L. (1990) - Hydrology - An Introduction to Hydrologic Science. Addison-Wesley Publishing Co., 643p.

CARVALHO, M. A. (1995) - Aplicação de Hidrogramas Unitários Geomorfológicos na Previsão de Respostas Hidrológicas. Dissertação de Mestrado, Escola de Engenharia de São Carlos - USP. São Carlos, 200 p.

CASSETI, V. - Elementos de Geomorfologia, Editora UFG. 1994

CHOW, V. T., MAIDMENT, D. R., MAYS, L. W. - Applied Hydrology. Editora McGraw-Hill International Editions. 1988

COELHO, F., S., A, 1998, Análise e avaliação do hidrograma unitário geomorfológico e geomorfoclimático para pequenas bacias rurais. Dissertação de mestrado. 140 pp. Universidade Estadual de Campinas

CRISTOFOLETTI, A. - Geomorfologia, Editora Edgard Blucher Ltda, 1980

CRUCIANI, D. E. 1987, A drenagem na agricultura. Editora Nobel, 337 paginas.

GARBRECHT, J. and MARTZ, L. W. ( ) - Network and subwatershed parameters extrated from digital elevation models. Water Resources Bulletin.

GENOVEZ, A. M. (1991) - Avaliação dos métodos de estimação das vazoes de enchente para pequenas bacias rurais do Estado de Sao Paulo. Tese de Livre Docência, Faculdade de Engenharia Civil - UNICAMP, Campinas, 225p.

GENOVEZ, A. M.; FIGUEIREDO NETO, O. e ZUFFO, A. C. (1995) - Hidrograma Unitário Geomorfológico: Análise e Estudo Comparativo para pequenas Bacias. XI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Vol. 1, p. 225-230. Recife - PE.

GUPTA, V.K.; WAYMIRE, E. and WANG, C.T. (1980) -Representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology. *Water Resources Research*, 16 (5), 855-862.

GUERRA, A. T.: GUERRA, A. J. T. - Dicionário Geológico-Geomorfológico. Bertrand Brasil 1997

GUERRA, A. J. T., CUNHA, S. B. - Geomorfologia, uma atualização de conceitos. Editora Bertrand Brasil. 1994

JIN, C. X. - A deterministic Gamma-Type Geomorphologic Instantaneous Unit Hydrograph Based on Path Types. *Water Resources Research*, vol. 28, no. 2, pag. 479-486, february 1992.

LINSLEY, R. K., KOHLER, M. A., PAULHUS, J. L. H. - Hydrology for Engineers. Editora McGraw-Hill Book Company, London 1988.

McCUEN, R. H. - Hydrologic Analysis and Design (1998) - Editora Prentice Hall. 814 páginas.

McKnight, Physical Geography, A landscape Appreciation. Fifth Edition, Prentice Hall.

PILGRIM, D. H. (1976) - Travel times and nonlinearity of flood runoff from tracer measurements on a small watershed. *Water Resources Research*.

PILGRIM, D. H. (1977) - Isochones of travel time and distribution of flood storage from a tracer study on a small watershed. *Water Resources Research*.

PONCE, V., M. - Engineering Hidrology, Principles and Practices. Editora Prentice Hall. 1989, 640 páginas.

POTTER, K. W. & BALDWIN, E. (1987) - Cathment response time as a predictor of flood quantiles. *Water Resoucer Bulletin*. Volume 23, ano 5.

REDA, A. L. L. (1985) - Regionalização do Hidrograma Unitário para Bacias Rurais do Estado de Sao Paulo. Dissertação de Mestrado apresentada a Escola Politécnica da USP, Sao Paulo, 269p.

RIGHETTO, A., M. - Hidrologia e Recursos Hídricos. Publicação EESC-USP, São Carlos, SP. 1998, 819 páginas.

RINALDO, A., MARANI, A. and RIGON, R. (1991) - Geomorphological Dispersion - *Water Resources Research*, Vol. 27, pag. 513-525, april 1991

RODRIGUEZ-ITURBE, I. and VALDÉS, J. B. (1979) - The geomorphologic structure of hydrologic response - *Water Resources Research*, 15 (6) - 1409 - 1420.

RODRIGUEZ-ITURBE, I.; DEVOTO, G. and VALDÉS, J. B. (1979) - Discharge response analysis and hydrologic similarity; the interrelation between the geomorphologic IUH and storm characteristics - *Water Resources Research*, 15 (6) - 1435 - 1444.

RODRIGUEZ-ITURBE, I.; GONZALES-SANABRIA, M. and BRAS, R. L. (1982) - A geomorphoclimatic Theory of the Instantaneous Unit Hydrograph - *Water Resources Research*, 18 (4), 877-886.

SALLES, I. H. - *Conceitos de Geografia Física*. Rditora Ícone. 1997

SEPULVEDA and ORTIZ-ZAYAS, J. R. (1993) - The Geomorphic Unit Hydrographs for two stream network of a basin - 13th Annual American Geophysical Union Hydrology Days - March, 30 - April 2.

SCHEIDEGGER, A. E. (1968) - Hortons's Laws of Stream Lengths and Drainage Areas - *Water Resources Research*, vol. 4 no. 5, 1015-1021.

SINGH, V. P.; AMINIAN, H. (1986) - An empirical relation between volume and peak of direct runoff. *Water Resouces Bulletin*.

Skinner e Porter, *The Dynamic Earth, An introduction to Physical Geology*. Ed. Wiley  
TAK, L. D., BRAS, R. L. (1990) - Incorporating Hillslope Effects Into the Geomorphologic Instantaneous Unit Hydrograph. *Water Resources Research*, Vol. 26, pag. 2393-2400, october 1990.

TUCCI, C., E., M. – *Hidrologia, Ciência e Aplicação*. Editora EDUSP, 1993, 943 pgs.

U.S. BUREAU OF RECLAMATION UNITED STATE DEPARTAMENT OF THE INTERIOR (1977) - *Design of Small Dams*. Campanã Editorial Continental S.A., México DF 639 paginas.

VALDÉS, J. B.; FIALLO, Y. and RODRIGUEZ-ITURBE, I. (1979) - A rainfall - runoff analysis of the geomorphic IUH. *Water Resources Research*, 15 (6) - 1421 - 1434.

VISSMAN, W. Jr, LEWIS, G. L., KNAPP, J. W. (1989) - *Introduction to Hydrology*. Editora Harper Collins Publishers. 780 páginas.

VILLELA, S., M., e MATTOS, A. *Hidrologia Aplicada*. Editora Mc Graw-Hill, Brasil, 1975

WANIELISTA, M., KERSTEN, R., EAGLIN, R. - *Hydroly Water Quantity and Quality Control*. Editora John Wiley & Sons, Inc. 1997

WANG, C. T., GUPTA, V. K., WAIMIRE, E. - A Geomorphologic Synthesis of Nonlinearity in Surface Runoff. *Water Resources Research*, vol. 17, no. 3, pag. 545-554, june 1981.

WARD, R. C., ROBINSON, M. - Principles of Hydrology. Editora McGraw-Hill Book Company, London, 1990.

## ANEXOS A - Programa Computacional para geração do HUG –

```

*****
      UNICAMP - UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

      ENGENHEIRO - FERNANDO SERGIO AMARAL COELHO
      MARCELO COSTA DE CARVALHO VILLELA

      PROGRAMA - HIDROGRAMA UNITARIO INSTANTANEO
      GEOMORFOLOGICO
      BACIA DE ORDEM 4
*****

```

```

PROGRAM HUIG;
{$N+,E-}
USES PRINTER, CRT;
TYPE LAMBIDA = ARRAY [1..4] OF DOUBLE;
      MAT = ARRAY [0..30] OF DOUBLE;
VAR
  OK   : BOOLEAN;
  I,J,K, CONT : INTEGER;
  TOT, DL, DL1, DL2, DL3, DL4, F1, F2, F3, F4, F5, F6, F7, F8, XF, TFQ, FQP,
  T1, T2, T3, T4, V, T, P14, P12, P13, P23, P24, P34, P45 : DOUBLE ;
  L    : LAMBIDA;
  HUI, HU : MAT;

```

```

BEGIN
  TEXTBACKGROUND(11);
  TEXTCOLOR(1);
  CLRSCR;

```

```

{ PROBABILIDADE DE TRANSICAO DE ESTADO }

```

```

P12 := 0.720;
P13 := 0.146;
P14 := 0.134;
P23 := 0.556;
P24 := 0.444;
P34 := 1.0;
P45 := 1.0;

```

```

{ COMPRIMENTO MEDIO DOS RIOS DE CADA ORDEM }

```

```

DL1 := 595;
DL2 := 809;

```

```

DL3 := 1763;
DL4 := 12060;

WRITE ('Qual a velocidade nos canais em m/s ? ');
READLN(V);

{ PARAMETRO CINEMATICO 1/TEMPO }

L[1] := V/DL1;
L[2] := V/DL2;
L[3] := V/DL3;
L[4] := V/DL4;

{ PROBABILIDADE DO INCIO DO PROCESSO }

T1 := 21.2/38;
T2 := 5.95/38;
T3 := 3.42/38;
T4 := 7.43/38;

{ INICIALIZACAO DOS CALCULOS }

TFQ := 0;
OK := FALSE;
T := 0;
CONT := 1;
HUI[0] := 0;

WRITELN (LST,'HUIG');
WRITELN (LST,"");

REPEAT
BEGIN

{***** TRAJETO R1 * R2 * R3 * R4 *****)}

TOT := 0;
FOR J:=1 TO 4 DO
BEGIN
XF := 1;
XF := XF * L[1] * L[2] * L[3] * L[4];
IF J<>1 THEN XF := XF/(L[1] - L[J]);
IF J<>2 THEN XF := XF/(L[2] - L[J]);
IF J<>3 THEN XF := XF/(L[3] - L[J]);
IF J<>4 THEN XF := XF/(L[4] - L[J]);

```

```
TOT := TOT + XF * EXP(-L[J] * T)
```

```
END;
F1 := TOT;
```

```
{***** TRAJETO R1 * R3 * R4 *****}
```

```
TOT := 0;
FOR J := 1 TO 4 DO
  BEGIN
    IF J <> 2 THEN
      BEGIN
        XF := 1;
        XF := XF * L[1] * L[3] * L[4];
        IF J <> 1 THEN XF := XF / (L[1] - L[J]);
        IF J <> 3 THEN XF := XF / (L[3] - L[J]);
        IF J <> 4 THEN XF := XF / (L[4] - L[J]);

        TOT := TOT + XF * EXP(-L[J] * T)
```

```
      END;
    END;
  F2 := TOT;
```

```
{***** TRAJETO R1 * R4 *****}
```

```
TOT := 0;
FOR J:=1 TO 4 DO
  BEGIN
    IF (J<>2) AND (J<>3) THEN
      BEGIN
        XF := 1;
        XF := XF * L[1] * L[4];
        IF J<>1 THEN
          XF := XF / (L[1] - L[J]);
        IF J<>4 THEN
          XF := XF / (L[4] - L[J]);

        TOT := TOT + XF * EXP(-L[J] * T)
```

```
      END;
    END;
  F3 := TOT;
```

```
{***** TRAJETO R1 * R2 * R4 *****}
```

```
TOT := 0;
FOR J:=1 TO 4 DO
BEGIN
  IF J<>3 THEN
  BEGIN
    XF := 1;
    XF := XF * L[1] * L[2] * L[4];
    IF J<>1 THEN XF := XF/(L[1] -L[J]);
    IF J<>2 THEN XF := XF/(L[2] -L[J]);
    IF J<>4 THEN XF := XF/(L[4] -L[J]);

    TOT := TOT + XF * EXP(-L[J] * T)

  END;
END;
F4 := TOT;
```

```
{***** TRAJETO R2 * R4 *****}
```

```
TOT := 0;
FOR J:=1 TO 4 DO
BEGIN
  IF (J<>1) AND (J<>3) THEN
  BEGIN
    XF := 1;
    XF := XF * L[2] * L[4];
    IF J<>2 THEN XF := XF/(L[2] -L[J]);
    IF J<>4 THEN XF := XF/(L[4] -L[J]);

    TOT := TOT + XF * EXP(-L[J] * T)

  END;
END;
F5 := TOT;
```

```
{***** TRAJETO R2 * R3 * R4 *****}
```

```
TOT := 0;
FOR J:=1 TO 4 DO
BEGIN
  IF (J<>1) THEN
  BEGIN
```

```

XF := 1;
XF := XF * L[2] * L[3] * L[4];
IF J > 2 THEN XF := XF / (L[2] - L[J]);
IF J > 3 THEN XF := XF / (L[3] - L[J]);
IF J > 4 THEN XF := XF / (L[4] - L[J]);

```

```
TOT := TOT + XF * EXP(-L[J] * T)
```

```
END;
```

```
END;
```

```
F6 := TOT;
```

```
{***** TRAJETO R3 * R4 *****}
```

```

TOT := 0;
FOR J:=1 TO 4 DO
BEGIN
IF (J > 1) AND (J > 2) THEN
BEGIN
XF := 1;
XF := XF * L[3] * L[4];
IF J > 3 THEN XF := XF / (L[3] - L[J]);
IF J > 4 THEN XF := XF / (L[4] - L[J]);

```

```
TOT := TOT + XF * EXP(-L[J] * T)
```

```
END;
```

```
END;
```

```
F7 := TOT;
```

```

FQP := T1 * P12 * P23 * P34 * P45 * F1 +
T1 * P13 * P34 * P45 * F2 +
T1 * P14 * P45 * F3 +
T1 * P12 * P24 * P45 * F4 +
T2 * P24 * P45 * F5 +
T2 * P23 * P34 * P45 * F6 +
T3 * P34 * P45 * F7 +
T4 * P45 * F8 ; { ORDENADA EM 1/s}

```

```
FQP := FQP * 38000000.0 / 3600.0;
```

```
HUI[CONT] := FQP;
```

```
CONT := CONT + 1;
```

```
WRITELN (lst, 'TEMPO ', T:8:0, 's VAZAO ', FQP:12:8, ' m3/s');
```

```
T := T + 3600;
```

```
    IF (T>72000) THEN OK:= TRUE;
END;
UNTIL OK;
HU[0]:=0;

WRITELN(LST,');
WRITELN(LST, ' HU DURACAO DE 1 HORA ');
WRITELN(LST,');
FOR CONT:= 1 TO 21 DO
  BEGIN
    HU[CONT]:=(HUI[CONT-1]+HUI[CONT])/2;
    WRITELN (LST, ' TEMPO ', (CONT-1):4, ' horas HU ', HU[CONT]:12:8, ' m3/s');
  END;
END.
```