



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA
GRANDE
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
DOUTORADO EM RECURSOS NATURAIS**



**BALANÇO HÍDRICO À SUPERFÍCIE DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO AÇUDE EPITÁCIO PESSOA
UTILIZANDO INFORMAÇÕES DIGITAIS DO TERRENO**

Josiclêda Domiciano Galvíncio

Campina Grande
março/2005

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE - UFCG
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA –CCT
DOUTORADO EM RECURSOS NATURAIS

**BALANÇO HÍDRICO À SUPERFÍCIE DA BACIA HIDROGRÁFICA DO AÇUDE
EPITÁCIO PESSOA UTILIZANDO INFORMAÇÕES DIGITAIS DO TERRENO**

JOSICLÊDA DOMICIANO GALVÍNIO

Tese apresentada ao Curso de Pós-graduação em Recursos Naturais, da Universidade Federal de Campina Grande, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Doutor em Recursos Naturais.

Área de concentração: Recursos Hídricos

ORIENTADORES:

Dr. FRANCISCO DE ASSIS S. DE SOUSA e Dr. VAJAPEYAM S. SRINIVASAN.

Campina Grande-PB
março/2005

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

- G182b Galvêncio, Josiclêda Domiciano**
Balanço hídrico à superfície da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa utilizando informações digitais do terreno / Josiclêda Domiciano Galvêncio. — Campina Grande: UFCG, 2005.
154f. : il. color.
- Inclui Bibliografia.**
Tese (Doutorado em Recursos Naturais) Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Ciências e Tecnologia.
Orientadores: Francisco de Assis S. de Sousa, Vajapcyam S. Srinivasan.
- 1— Recursos Hídricos-Gerenciamento 2— Hidrometeorologia 3— Açudes
4— Semi-Árido I— Título

CDU 556.18

JOSICLÊDA DOMICIANO GALVÍNIO

BALANÇO HÍDRICO À SUPERFÍCIE DA BACIA HIDROGRÁFICA DO AÇUDE
EPITÁCIO PESSOA UTILIZANDO INFORMAÇÕES DIGITAIS DO TERRENO

APROVADA EM: --10-/ 03 / 2005

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Francisco de Assis Salviano de Sousa (Presidente da banca)

Departamento de Ciências Atmosféricas – DCA
Centro de Ciências e Tecnologia –CCT
Universidade Federal de Campina Grande-UFCG

Prof. Dr. Vajapeyam S. Srinivasan (Orientador)

Departamento de Engenharia Civil – DEC
Centro de Ciências e Tecnologia - CCT
Universidade Federal de Campina Grande – UFCG

Prof.^a Dr.^a Rosires Catão Curi

Departamento de Engenharia Civil – DEC
Centro de Ciências e Tecnologia - CCT
Universidade Federal de Campina Grande – UFCG

Prof. Dr. Carlos de Oliveira Galvão

Departamento de Engenharia Civil – DEC
Centro de Ciências e Tecnologia - CCT
Universidade Federal de Campina Grande – UFCG

Prof. Dr. Robin Thomas Clarke

Instituto de Pesquisas Hidráulicas –IPH
Departamento de Hidromecânica e Hidrologia – DHH
Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS

Prof. Arthur Mattos

Laboratório de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental – LARHSA
Centro de Tecnologia –CT
Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN

Aos meus amados pais
Sebastião Galvêncio Filho e
Luzia Domiciano Galvêncio
DEDICO

AGRADECIMENTOS

A Deus, que fez o céu e a terra e nos deu inteligência para que pudéssemos tentar imitar a natureza.

À Universidade Federal de Campina Grande, pela minha formação profissional e pela oportunidade de realização deste curso, por intermédio do Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais.

A CAPES, pela concessão de bolsa de estudo.

À minha família, em especial aos meus pais Sebastião Galvêncio Filho e Luzia Domiciano Galvêncio, pelo amor dado que me fez acreditar que a vida é feita de maravilhas. A essas duas pessoas super especiais na minha vida agradeço por tudo e principalmente por ter se preocupado e interessado com minha formação intelectual e espiritual.

Aos meus irmãos, Nazaré, Marizete, Alda, Fausta, Fátima, Margareth, Neto, Luzileide, Elizete, Josélia, Zelma, Júnior, Jane Eyre e Cimone, pelo o apoio. A presença de vocês em minha vida é uma dádiva divina. Queridos irmãos, através desse agradecimento eu quero dizer o quanto vocês são especiais para mim.

Aos meus orientadores Francisco de Assis Salviano de Sousa e Vajapeyam S. Srinivasan pelos ensinamentos recebidos.

Ao amigo e professor Assis por ter me orientado durante sete anos, incentivado e se preocupado de fato com a minha melhoria profissional. Obrigado pela orientação, conselhos, apoio e pela amizade.

Ao professor e orientador Srinivasan por ter se preocupado com a melhoria deste trabalho. Agradeço pelos ensinamentos e pelas valiosas sugestões dada no desenvolvimento deste estudo.

Aos meus sobrinhos, em especial a Janes pela convivência, carinho e felicidade transmitida o tempo todo.

Ao colega Alexandre e todos do LMRS, pelos os dados adquiridos, pelas valiosas dicas de Software e convivência.

Ao professor Marx Prestes Barbosa por ter cedido imagens de satélites adquiridas no INPE pelo o Projeto de Pesquisa “*Estudo da Degradação Ambiental e das Vulnerabilidades Agrícolas Frente aos Desastres ENOS no Semi-árido Paraibano*”,
PROCESSO CNPQ: 480480/01-0.

Aos colegas do curso de Pós-graduação em Recursos Naturais: João, Ferreira, Inajá, Fred, Roberto Por Deus, Magna, Dilma, Paulo César (PC), Paulo Serrano pela amizade, convivência e estudos.

As amigas Gláucia e Zilurdes, pela amizade e pelo o privilégio de convivência.

Aos funcionários do Departamento de Meteorologia, em especial a Eyres, Divanete e Cleide.

A todos aqueles que direta ou indiretamente participaram na realização deste trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS
LISTA DE TABELAS
RESUMO
ABSTRACT

	Pág.
1 INTRODUÇÃO	01
2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	05
2.1 – Ciclo Hidrológico	06
2.2 – Variabilidade climática da região em estudo	07
2.3 – Características físicas e hídricas do solo	08
2.3.1 Porosidade	08
2.3.2 Capacidade de campo	10
2.3.3 Condutividade hidráulica	10
2.4 Modelagem hidrológica	11
2.5 Alguns modelos hidrológicos de uso geral	14
2.6 – Modelo Digital de Elevação – MDE e Sistema de Informação Geográfica – SIG	30
2.7 – Uso de Sistemas de Informações Geográficas em estudos hidrológicos	34
2.8 – Utilização de modelos hidrológicos para representação do escoamento superficial	37
2.9– Ocorrências do El Niño, La Niña	37
2.10 – Efeitos do El Niño e La Niña sobre o Nordeste do Brasil	41
3. MATERIAL E MÉTODOS	43
3.1 – Região de estudo	43
3.2 – Material utilizado	47
3.3 – Procedimento de trabalho	49
3.4 – Programa TOPAZ e SIG	50
3.5 Caracterização do relevo	51
3.6 Caracterização da vegetação	53

3.6.1 Fração vegetada	53
3.7 – MODELO DE BALANÇO HÍDRICO	53
3.7.1 – Metodologias utilizadas no desenvolvimento do modelo de balanço hídrico para as sub-bacias de Caraúbas e Poço de Pedras	55
3.7.2 - Formulação do modelo em escala anual	56
3.7.2.1 - Equação do balanço hídrico	57
3.7.2.2 – Os dados de entrada	58
3.7.3 Formulação do modelo em escala mensal	59
3.7.3.1 Equação do balanço hídrico refinado mensal	60
3.7.3.2 Parâmetros do modelo	62
3.7.4 - Formulação do modelo em escala diária	62
3.8 – Critérios de avaliação do modelo	63
3.9 – Análise de sensibilidade dos parâmetros de ajuste	63
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	64
4.1 - Análise da climatologia e hidrologia	64
4.2 - Caracterização fisiográfica da bacia em estudo	66
4.2.1- Elevação, inclinação e aspectos	66
4.2.2 – Delimitação da bacia, sub-bacias hidrográficas e rede de drenagem	70
4.3 - Análise da vegetação	80
4.4 – Balanço hídrico para parte da sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas	81
4.4.1 - Balanço hídrico em escala anual	81
4.4.2 – Análise de sensibilidade dos parâmetros de ajuste	82
4.4.3 - Balanço hídrico em escala mensal	84
4.4.4 – Análise de sensibilidade de cobertura vegetal da sub-bacia de Caraúbas	90
4.4.5 - Balanço hídrico em escala diária	91
4.4.6 – Avaliação do desempenho do modelo diário em ano de El Niño, La Niña e Normal	94
4.5 – Balanço hídrico para parte da sub-bacia do rio Taperoá, em Poço de Pedras	96
4.5.1 – Balanço hídrico anual	96
4.5.2 – Balanço hídrico mensal	96

4.5.3 – Balanço hídrico em escala diária	104
4.6 – Aplicação do modelo à bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa	108
4.6.1 – Aplicação do modelo a sub-bacia do Alto Paraíba	108
4.6.2 – Aplicação do modelo a sub-bacia do Taperoá	110
4.6.3 – Distribuição mensal do escoamento superficial para Boqueirão	112
4.6.5 - Distribuição diária do escoamento superficial para Boqueirão	122
4.6.5 – Estimativa do escoamento superficial anual para Boqueirão	123
4.7 – Considerações finais	124
5.0 CONCLUSÕES	125
6 RECOMENDAÇÕES	128
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	129
APÊNDICE A	

LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 2.1 – O ciclo hidrológico do ponto de vista do engenheiro – Eagleson	07
Figura 2.2 - Formação de escoamento superficial conforme a proposição apresentada no TOPMODEL. Fonte: VARELLA e CAMPANA (2000)	19
Figura 2.3 – Representação da direção do escoamento em uma bacia hidrográfica dividida em uma grade de elementos quadrados. Fonte: adaptada de JULIEN et al., 1995 <i>apud</i> SILVA (2002).	31
Figura 2.4 – Representação do esquema de numeração indicativa da direção de escoamento de uma célula para uma das oito células vizinhas.	31
Figura 2.5 - Ilustração do comportamento da circulação atmosférica sobre a bacia do Oceano Pacífico numa situação de normalidade	38
Figura 2.6 - Ilustração representativa do comportamento da circulação atmosférica sobre a bacia do Oceano Pacífico numa situação anômala	39
Figura 3.1 - Localização (área em destaque) espacial da bacia hidrográfica do açude Eptácio Pessoa - Fonte: Laboratório de Meteorologia e Sensoriamento Remoto da Paraíba	44
Figura 3.2 – Localização espacial dos postos fluviométricos	54
Figura 3.3 – Localização espacial dos postos pluviométrica	55
Figura 3.4 – Processos físicos utilizados no balanço hídrico	56
Figura 4.1 – Distribuição espacial da precipitação (a) e evaporação potencial (b) média anual sobre a bacia hidrográfica do açude Eptácio Pessoa	65
Figura 4.2 a – Precipitação média mensal em três postos no âmbito da bacia do açude Eptácio Pessoa	66
Figura 4.2 b - Mapa de distribuição espacial das médias pluviométricas mensais sobre a bacia hidrográfica do açude Eptácio Pessoa	66
Figura 4.3 – Representação tridimensional da bacia hidrográfica em estudo	67

Figura 4.4 – Visualização espacial da rede de drenagem e contorno da bacia em estudo	68
Figura 4.5a - Aspectos da inclinação da área que contém a bacia em estudo com MDE de resolução de um quilômetro	69
Figura 4.5b - Aspectos da inclinação da área que contém a bacia em estudo com MDE resolução 90 metros	70
Figura 4.6 – Delimitações da bacia em estudo em sub-bacias	72
Figura 4.7 – Índice de vegetação da diferença normalizada	80
Figura 4.8 – Probabilidade de excedência do escoamento superficial anual observado e estimado pelo modelo em escala anual na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas	82
Figura 4.11 – Sensibilidade do escoamento superficial à profundidade do solo	84
Figura 4.12 – Sensibilidade do escoamento superficial à porosidade do solo	85
Figura 4.13 – Sensibilidade do escoamento superficial à condutividade hidráulica	86
Figura 4.14 – Probabilidade de excedência do escoamento superficial anual observado e estimado pelo modelo, em escala mensal, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas	88
Figura 4.15 – Comparação entre os escoamentos superficial observado e estimado pelo modelo, em escala mensal, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas	89
Figura 4.16 – Probabilidade de excedência do escoamento superficial observado e estimado pelo modelo refinado, em escala mensal, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas	89
Figura 4.17 – Comparação entre o escoamento superficial observado e estimado para todos os cenários, pelo modelo refinado, em escala mensal, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas	91
Figura 4.18 – Comparação entre o escoamento superficial observado e estimado pelo o cenário quatro e cinco, pelo modelo refinado, em escala mensal, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas	92

Figura 4.19 – Sensibilidade do escoamento superficial à cobertura vegetal	93
Figura 4.20 – Comparação entre o escoamento superficial mensal observado e estimado pelo modelo refinado em escala diária na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas	93
Figura 4.21 – Curvas de duração de permanência de vazão observada e estimada pelo modelo refinado, em escala diária, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas	94
Figura 4.22 – Curvas de duração de permanência de vazão observada e estimada pelo modelo refinado, em escala diária, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas	95
Figura 4.23 – Curvas de duração de vazão observada e estimada pelo modelo refinado, em escala diária, para o ano de 1988, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas	96
Figura 4.24 – Curvas de duração de vazão observada e estimada pelo modelo refinado, em escala diária, para o ano de 1985, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas	97
Figura 4.25 – Curvas de duração de vazão observada e estimada pelo modelo refinado, em escala diária, para o ano de 1981, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas	98
Figura 4.26 – Probabilidade de excedência do escoamento superficial observado e estimado pelo modelo, em escala anual, na sub-bacia do rio Paraíba, em Poço de Pedras	99
Figura 4.27 – Probabilidade de excedência do escoamento superficial anual observado e estimado pelo modelo, em escala mensal, na seção transversal do rio Paraíba, em Poço de Pedras	100
Figura 4.28 – Comparação entre o escoamento superficial observado e estimado pelo modelo, em escala mensal na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras	101
Figura 4.29 - Comparação entre o escoamento superficial mensal observado e estimado para o cenário cinco, pelo modelo refinado, em escala mensal, na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras	102

Figura 4.30 - Comparação entre o escoamento superficial observado e estimado pelo o modelo refinado, em escala mensal, para o sexto cenário, na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras	103
Figura 4.31 - Comparação entre o escoamento superficial mensal observado e estimado pelo o modelo refinado, em escala mensal, para o sétimo cenário, na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras	104
Figura 4.32 - Comparação entre o escoamento superficial mensal observado e estimado pelo modelo refinado, em escala diária, para o quinto cenário, na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras	105
Figura 4.33 - Curvas de permanência da vazão observada e estimada pelo modelo refinado, em escala diária, para o quinto cenário, na sub-bacia do rio Taperoá, em Poço de Pedras	107
Figura 4.34 - Curvas de permanência da vazão observada e estimada pelo modelo refinado, em escala diária, para o sexto cenário, na sub-bacia do rio Taperoá, em Poço de Pedras	109
Figura 4.35 – Escoamento superficial mensal observado e estimado pelo modelo refinado, em escala diária, para a sub-bacia do Alto Paraíba	110
Figura 4.36 – Curva de permanência da vazão diária observada e estimada pelo modelo refinado para a sub-bacia do Alto Paraíba	111
Figura 4.37 - Escoamento superficial mensal observado e estimado pelo modelo refinado, em escala diária, para a sub-bacia do Taperoá	112
Figura 4.38 – Curva de permanência da vazão diária observada e estimada pelo modelo refinado para a sub-bacia do Taperoá	113
Figura 4.39 – Escoamento superficial mensal, médio ponderado, observado e estimado pelo modelo refinado, em escala diária, para a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa	114
Figura 4.40 – Escoamento superficial mensal observado em Boqueirão de Cabaceiras no período de 1932 a 1952 e estimado pelo modelo refinado, em escala diária, para a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa	115
Figura 4.41 – Comparação das vazões médias observadas em Boqueirão de Cabaceiras em 20 anos, Poço de Pedras e Caraúbas	116

Figura 4.42 – Escoamento superficial mensal observado em Boqueirão de Cabaceiras no período de 1942 a 1952 e estimado pelo modelo refinado, em escala diária, para a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa	117
Figura 4.43 – Comparações das vazões médias mensais observadas em Boqueirão de Cabaceiras em 15 anos, Poço de Pedras e Caraúbas	117
Figura 4.44 – Comparações das vazões médias mensais observadas em Boqueirão de Cabaceiras em 10 anos, Poço de Pedras e Caraúbas	117
Figura 4.45 – Precipitação média mensal para o período de 1932 a 1952, em seis postos pluviométricos no âmbito da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa	117
Figura 4.46 - Precipitação média mensal para o período de 1970 a 1996, em seis postos pluviométricos no âmbito da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa	119
Figura 4.47 – Distribuição espacial de dez açudes construídos no âmbito da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa, após 1970	121
Figura 4.48 – Curva de permanência de vazão diária, média ponderada, observada e estimada pelo modelo refinado para a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa	123
Figura 4.49 – Estimativa do escoamento superficial anual estimado pelo modelo para a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa	124
Figura A1 –Esquema do TOPAZ	Apêndice A

LISTA DE TABELAS

	Página
Tabela 2.1 – Intervalos de valores de porosidade total	09
Tabela 2.2 – Valores de capacidade de campo	10
Tabela 2.3 – Condutividade hidráulica saturada para diferentes texturas de solos	11
Tabela 4.1 – Comprimento do rio principal e área de drenagem das sub-bacias pertencentes à bacia do açude de Boqueirão	76
Tabela 4.2 – Distribuição das áreas de drenagem dos cursos das sub-bacias	77
Tabela 4.3 – Comprimentos das contribuições das sub-bacias	78
Tabela 4.4 – Características das declividades das sub-bacias (m/m)	79
Tabela 4.5 – Características físicas da sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas	87
Tabela 4.6 – Descrição das diferenças entre os cenários adotados neste estudo	108
Tabela 4.7 – Precipitação média mensal (mm) para o período de 1932 a 1952	120
Tabela 4.8 – Precipitação média mensal (mm) para o período de 1973 a 1996	120

LISTA DE SIGLAS

TOPAZ – Topography Parametrization

SIG – Sistema de Informação Geográficas

ZCIT –Zona de Convergência Intertropical

ZCA- Zona de Convergência dos Alízios

MNT- Modelo Numérico de Terreno

DEM – Digital Elevation Model

MDE – Modelo Digital de Elevação

DMA – Defence Mapping Agency

USGS _ United States Geological Survey

HRAP – Hydrologic Rainfall Analysis Project

DTM – Digital Terrain Model

SAR – Synthetic Aperture Radar

DTED – Digital Terreain Elevation Model

UTM- Universal Transverse Mercator

SOM – Space Oblique Mercator

WGS – World Geography System

LSX – Land Surface X

DCW – Digital Chart World

DNAEE – Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica

SHAV – Simultaneos Heat and Water

GCM – Global Circulatiuon Model

RCM – Regional Circulation Model

OS – Oscilação SUL

IOS – Índice de Oscilação Sul

PNM – Pressão ao Nível do Mar

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

ENOS – El Niño de Oscilação Sul

NEB – Nordeste do Brasil

USDA – United States Department of Agriculture

CSA – Área de Origem Crítica

DEDNM- Digital Elevation Drainage Network Model

PARAM - PARAMeterization

NSSTAT – Network and Subcatchment STATistics

RASPRO- RASter PROperties

RASFOR – RASter FORmating

RASBIN – RASter to BINary network

NDVI- Normalization Difference Vegetation Index

SEMARH- Secretaria de Meio Ambiente e Recursos Hídricos

SUDENE – Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste

RESUMO

A crescente necessidade de racionalização do uso dos recursos hídricos; principalmente na região semi-árida do Nordeste do Brasil, que se caracteriza por longos períodos de estiagens e má distribuição espaço-temporal da precipitação; torna necessária a compreensão das interações existentes entre clima, fisiografia e uso do solo. Diante da importância do adequado gerenciamento dos recursos hídricos, em especial da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa, este trabalho pretende examinar os impactos da variabilidade espaço-temporal da precipitação, da profundidade do solo e da cobertura vegetal na resposta do balanço hídrico à superfície da bacia em estudo. Adicionalmente, este estudo fornece uma base de dados digitais das características físicas da bacia, que inclui informações da topografia, do comprimento de afluentes e subafluentes, da inclinação média, da direção do escoamento superficial, da ordem dos rios, da área de drenagem direta, da área de drenagem à direita e a esquerda do rio, da área de drenagem a montante e da área de drenagem total. Pretende ainda, examinar a variação espaço-temporal da ocorrência do escoamento superficial no âmbito da bacia. Os principais passos no desenvolvimento deste trabalho foram: processamento dos dados, obtenção das características físicas da bacia, estimativa da fração de cobertura vegetal e ajuste e aplicação do modelo de balanço hídrico. Para estimar valores de escoamento superficial nas seções transversais do rio Paraíba e do rio Taperoá, em Caraúbas e Poço de Pedras, respectivamente, o modelo supracitado baseia-se na identificação e quantificação dos principais processos hidrológicos e em sete cenários. No modelo considera-se como perda de água a interceptação na cobertura vegetal, a evaporação e a transpiração da vegetação. Como ferramentas auxiliares, utilizaram-se um programa, codificado em FORTRAN, denominado TOPAZ (Topography ParametriZation), os “softwares” Idrisi, Erdas, Microdem e Surfer. Utilizou-se ainda, imagem Landsat-TM 5, dados digitais de elevação do terreno, dados diários de precipitação, de evaporação e de vazão. O resultado obtido em forma de mapa digital caracteriza o terreno da bacia em inclinações suaves e a delimita em sub-bacias. Devido à baixa resolução dos dados de elevação do terreno o TOPAZ enxergou cerca de 92% da área da bacia. O primeiro cenário mostrou-se inadequado para responder à variabilidade sazonal do escoamento superficial. O quinto cenário foi o que melhor representou o padrão de escoamento superficial para a área a montante de Caraúbas. Já para a área a montante de Poço de Pedras, o sexto cenário foi o que mostrou melhores estimativas. De modo geral, o modelo responde muito bem à variabilidade do escoamento superficial da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa, apesar da grande variabilidade espaço-temporal da precipitação e da variabilidade sazonal em anos de El Niño e La Niña. O modelo aqui ajustado estima que cerca de 12% da precipitação é transformada em escoamento superficial. O coeficiente de Nash e o coeficiente de determinação, em média, foram 0,89 e 92%, respectivamente. Por fim, a falta de critérios técnicos mais robustos para construções de reservatórios de água no âmbito da bacia em estudo provocou mudanças no padrão do escoamento superficial a montante do posto fluviométrico de Boqueirão de Cabaceiras. Essas mudanças se traduzem em retardo e diminuição do escoamento superficial afluente ao açude Epitácio Pessoa. É urgente que haja um efetivo gerenciamento integrado dos recursos hídricos dessa bacia.

Palavras-chave: Modelo digital de elevação, balanço hídrico, escoamento superficial, açude Epitácio Pessoa, semi-árido.

ABSTRACT

The need for rationalization of the use of water resources, in the semiarid area of the northeast of Brazil, calls for an understanding of the interactions among climate, land use and physiography. Considering the importance of an adequate water resources management, this study examines the impacts of the spatial and temporal rainfall variability, soil depths and vegetal cover on the water balance of a river basin. The catchment upstream of the Epiácio Pessoa reservoir in the state of Paraíba is the basin chosen for the current study due to its great importance for the city of Campina Grande. Additionally, this study generates a data base of physical characteristics and other data that include information on the topography, tributary lengths, inclination, surface drainage direction, stream order, and total drainage area. The steps involved in the development of this work are: initial data processing, identification of the physical characteristics, vegetal cover estimation, and application of the water balance model. The model is based on the identification and quantification of the hydrological processes in seven different sceneries. In the model, the interception and evapotranspiration are considered as losses. A program codified in FORTRAN, denominated TOPAZ (Topography ParametriZation) and other softwares like Idrisi, Erdas, Surfer and Microdem were utilized in this study. Landsat-TM 5 image, digital elevation data, daily rainfall, evaporation and streamflow data were the main inputs. The results are displayed in digital map form, with the identification major sub-basins. Among the various scenarios tested, the fifth represented best, the surface runoff in the basin upstream of Caraúbas area. For the basin upstream of Poço de Pedras, the sixth was the one that provided the best results. In general, the model responded well to the variability of the different factors in Epiácio Pessoa river basin, in spite of the large spatial and temporal variability of rainfall. The adjusted model estimated that about 12% of the rainfall is converted in to surface runoff. The Nash coefficient and the coefficient of determination were on the average, 0,89 and 92%, respectively. When compared with the observed flow series at Boqueirão de Cabaceiras between, 1932 –1955 the simulated surface runoff indicated a retardation of the peak and a reduction in volume reflecting the effect of the construction of many new storage dams within the basin that didn't exist when the flow data were registered..

Key words: *digital elevation model, water balance, superficial drainage, Epiácio Pessoa dam, semiarid.*

1.0 INTRODUÇÃO

Desde o século passado o Brasil, como outros países, vem enfrentando o dilema de compatibilizar o seu processo de desenvolvimento com a preservação do meio ambiente. A água por ser um bem de uso difuso e público, serve como um bom exemplo desse impasse, à medida que a diversidade de segmentos de usuários que necessitam desta faz com sua adequada gestão seja fundamental a fim de evitar conflitos entre os mesmos. Nesse caso, a mediação do Estado torna-se necessária, devendo esta ser feita por meio de políticas que assegurem a distribuição equitativa da água. A Lei 9.433/97, que instituiu a Política Nacional de Recursos Hídricos no Brasil, tem constituído em uma excelente experiência que está sendo vivenciada no país a fim de otimizar o uso da água, bem como na adoção de medidas voltadas à sua conservação, (SILVA, 1998).

A crescente necessidade de racionalização do uso dos recursos hídricos, principalmente na região Nordeste do Brasil, onde se caracteriza longo período de estiagens e má distribuição espacial da precipitação, torna necessária a compreensão das interações existentes entre clima, ocupação do solo e fisiografia. Além do mais, essas interações naturais são frequentemente perturbadas por ações antrópicas que podem acarretar conseqüências importantes sobre a disponibilidade de água, tanto em quantidade quanto em qualidade.

A bacia hidrográfica, que está baseada na realidade física das formas da terra, ganha atenção especial neste contexto. Vários processos relacionados ao movimento e qualidade de água são melhores estudados em escalas de bacia hidrográfica ou sub-bacias e muitos processos que estão associados com a erosão do solo, movimento de massa, transporte de

sedimentos, mudanças na cobertura vegetal são fortemente ligados a essa unidade de referência espacial que é a bacia hidrográfica.

A modelagem e a discussão a respeito da gestão dos recursos hídricos, destacando-se o uso das águas e o livre acesso a informações hidrológicas, torna-se essencial no processo de tomada de decisão, tanto pelo poder público quanto pela sociedade de um modo geral.

A gestão de recursos hídricos no Brasil e no mundo, a vulnerabilidade hidroclimatológica e as alternativas à seca do Nordeste brasileiro, com destaque para as regiões semi-áridas, são temas polêmicos que vêm despertando expectativas regionais, sempre associadas a ações propostas no sentido de reverter o quadro sócio – econômico atual, quando essas se relacionam com o atendimento às necessidades hídricas da região.

Aos planejadores e gerentes de recursos hídricos, a quem caberá a proposta de soluções para adequar as disponibilidades de água às demandas sempre crescentes, devem ser fornecidos dados confiáveis da descrição da fisiografia regional; do clima; da ocupação dos solos; da evolução ao longo do tempo dessa ocupação e de um relato das principais obras hidráulicas implantadas na região em que se estuda.

Os hidrologistas e os gerenciadores de água têm se interessados na simulação do comportamento hidrológico em grandes áreas geográficas. Para isso existem três motivações primárias. Primeiro, os gerenciadores responsáveis pelos recursos hídricos de grandes regiões precisam conhecer sua variabilidade espacial de uma forma diferente daquela hoje conhecida, ou seja, fornecida apenas pelos dados observados à superfície. Segundo, os hidrologistas e os gerenciadores de água estão interessados nos efeitos sobre a bacia hidrográfica, devido à variabilidade climática e mudanças ocorridas em grandes áreas geográficas. Por fim, os hidrologistas e os modeladores da atmosfera estão interessados em desenvolver modelos generalizados da superfície terrestre que simule esses processos em grandes áreas geográficas.

Em resumo, para o adequado planejamento dos recursos hídricos é necessário que se disponha de instrumentos que permitam a quantificação de disponibilidade desses recursos e, assim, constituir o fundamento para sua adequada gestão. Nesse sentido, os modelos hidrológicos oferecem mecanismos de suporte essenciais à concretização dessa tarefa.

De acordo com PALACIOS-VÉLES et al. (1998) a demanda da sociedade científica por modelos que permitam melhor previsão hidrológica aumenta quando há notificação de inundações e de prejuízos relacionados a elas. O desenvolvimento de melhores modelos,

entretanto, requer um esforço contínuo da pesquisa e da comunidade acadêmica, sendo que esses modelos necessitam de informações consistentes sobre precipitação, escoamento, topografia, solo, dentre outras.

O advento de Sistemas de Informações Geográficas e de computadores com maior capacidade de processamento permitiu rápido progresso na habilidade de se descrever processos relacionados ao balanço hídrico. A representação mais precisa dos processos relativos ao balanço hídrico é de grande interesse na atualidade, para desenvolvimento de modelo de simulação nas bacias hidrográficas.

Atualmente, no Brasil, é evidente o crescimento dos conflitos entre usos dos recursos hídricos. Como, por exemplo, pode ser citada a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa, onde as projeções de demanda de água para irrigação e para o abastecimento humano mostram-se preocupantes quanto a disponibilidade de água em anos com chuva abaixo da média.

As águas armazenadas no açude Epitácio Pessoa, localizado na cidade de Boqueirão, no Estado da Paraíba, são captadas pela sub-bacia hidrográfica do Alto Paraíba e bacia do Rio Taperoá. Essas sub-bacias têm área de aproximadamente 12 mil quilômetros quadrados — que corresponde a cerca 20% da área do Estado — e estão inseridas na região mais seca da Paraíba, o Cariri paraibano, parte da região semi-árida do Nordeste brasileiro. O açude Epitácio Pessoa, popularmente conhecido por açude de Boqueirão, é responsável pela produção de água para o abastecimento público de cerca de quinhentas mil pessoas (considerando apenas os habitantes das cidades ribeirinhas e da mais importante e populosa delas: Campina Grande, distante 42 km do açude). Dessas, cerca de cento e quarenta mil residem nas cidades ribeirinhas de Aroeiras, Mogeiro, Salgado de São Félix, Itabaiana, Pilar, Juripiranga e São Miguel da Taipu, todas as jusante da barragem do açude. Campina Grande enfrentou de outubro de 1998 a abril de 2000, um racionamento de 50%, para evitar o colapso no seu abastecimento de água, devido ao baixo nível do reservatório; conseqüência direta da pouca quantidade de chuva ocorrida no ano de 1998 nas sub-bacias do reservatório. Apesar de tardia, a opção pelo racionamento foi acertada visto que as chuvas do ano seguinte (1999) não foram suficientes para recuperar, de forma satisfatória, o volume de água no açude. Além do mais, nos últimos anos, a cidade de Campina Grande tem crescido bastante, não somente em relação à população, mas também em relação à quantidade de indústria. Assim, tem se

verificado o aumento da demanda por água para suprir as necessidades do consumo humano e da indústria. Devido o amento da demanda e o crescimento da cidade, frequentemente, o volume de água armazenada no açude Epitácio Pessoa não tem sido o bastante para suprir as demandas existentes, principalmente em anos de secas prolongadas.

Os problemas supracitados evidenciam a necessidade de melhoria no monitoramento da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa. A complexidade das demandas de água para irrigação, para o abastecimento humano e para a indústria requer o entendimento das origens e destino da água. Somente o bom equacionamento do balanço hídrico possibilitará a tomada de decisão correta em longo prazo.

Diante da importância do adequado gerenciamento dos recursos hídricos, em especial da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa, este trabalho pretende examinar os impactos da variabilidade espacial e temporal da precipitação, variação da profundidade do solo, de cobertura vegetal e da topografia na resposta do balanço hídrico da bacia hidrográfica em estudo.

Inicialmente é descrito as variações climáticas e as características do terreno da bacia em estudo. Em seguida são analisadas as características topográficas da bacia. Por fim, é formulado o modelo de balanço hídrico em diversas escalas e discutido os resultado obtidos. Para tanto, foram efetuados os seguintes procedimentos: i) obtenção das informações de solo e vegetação através de imagens temáticas do Landsat - TM 5 e de modelo digital de elevação; ii) extração das características fisiográficas da bacia, utilizando o programa TOPAZ para estabelecer um modelo hidrológico de balanço hídrico; iii) utilização de ferramenta SIG para representar as informações do TOPAZ e desenvolvimento do modelo de balanço hídrico; iv) verificar a representação adequada da variabilidade espacial das características topográficas do terreno; v) incorporar a influência do clima, do solo e da topografia no balanço hídrico da bacia hidrográfica; e vi) analisar os anos de El Niño e La Niña em termo de representação do escoamento superficial simulado pelo modelo de balanço hídrico desenvolvido para a bacia.

2.0 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

"O mundo real é imensamente complexo. O homem reage a isto tentando, primeiro, isolar partes da realidade – seja de fato ou em teoria - e, segundo, investigar como as partes operam sob condições simplificadas. Apesar de intelectualmente necessária, esta decomposição do mundo real em estruturas simplificadas é um produto inteiramente subjetivo da mente do investigador."

R. J. Chorley & B. A. Kennedy

Diante do exposto no capítulo anterior, em que se pretende analisar o impacto, da precipitação, da evaporação, das profundidades do solo, das características físicas da bacia e da cobertura vegetal, no balanço hídrico. Aqui, são feitos a síntese de alguns trabalhos fortemente relacionados aos processos físicos da bacia hidrográfica, como também seus impactos sobre o escoamento superficial. Dentre eles, alguns trabalhos serviram como base para desenvolvimento deste estudo. Inicia-se com uma breve apresentação dos principais processos físicos do ciclo hidrológico que é o fundamento principal deste trabalho. No segundo tópico é apresentada uma visão sobre a variabilidade climática da região. No terceiro tópico são apresentadas as principais características físicas e hídricas do solo. No quarto tópico faz-se uma revisão sobre a modelagem hidrológica. O quinto tópico trata de alguns modelos hidrológicos de uso comum. No sexto tópico é apresentada uma visão sobre o Modelo Digital

de Elevação – MDE e Sistema de Informação Geográfica – SIG. O sétimo tópico apresenta trabalhos que aplicam a tecnologia SIG em estudos hidrológicos. No oitavo tópico são apresentados alguns trabalhos que utilizam modelos hidrológicos para representação do escoamento superficial. No nono tópico é apresentada definições do El Niño e La Niña. Esse tópico aparece devido esse fenômeno causar grande impacto sobre pluviometria da região. Por consequência, nesse estudo, analisa-se no Capítulo 4, a resposta do modelo em ocorrências desses fenômenos.

Alguns desses trabalhos que serão apresentados nesses tópicos foram selecionados para um melhor aprimoramento e desenvolvimento deste estudo. Ou seja, os nove tópicos compõem a base conceitual, metodológica e comparativa necessária para realização deste trabalho.

2.1 – Ciclo Hidrológico

O comportamento natural da água quanto as suas ocorrências, transformações e relações com a vida humana é bem caracterizado através do conceito de ciclo hidrológico. Segundo TUCCI (1993) o ciclo hidrológico é o fenômeno global de circulação fechada da água entre a superfície terrestre e a atmosfera, impulsionada fundamentalmente pela energia solar associada à gravidade e à rotação terrestre, como mostra a Figura 2.1.

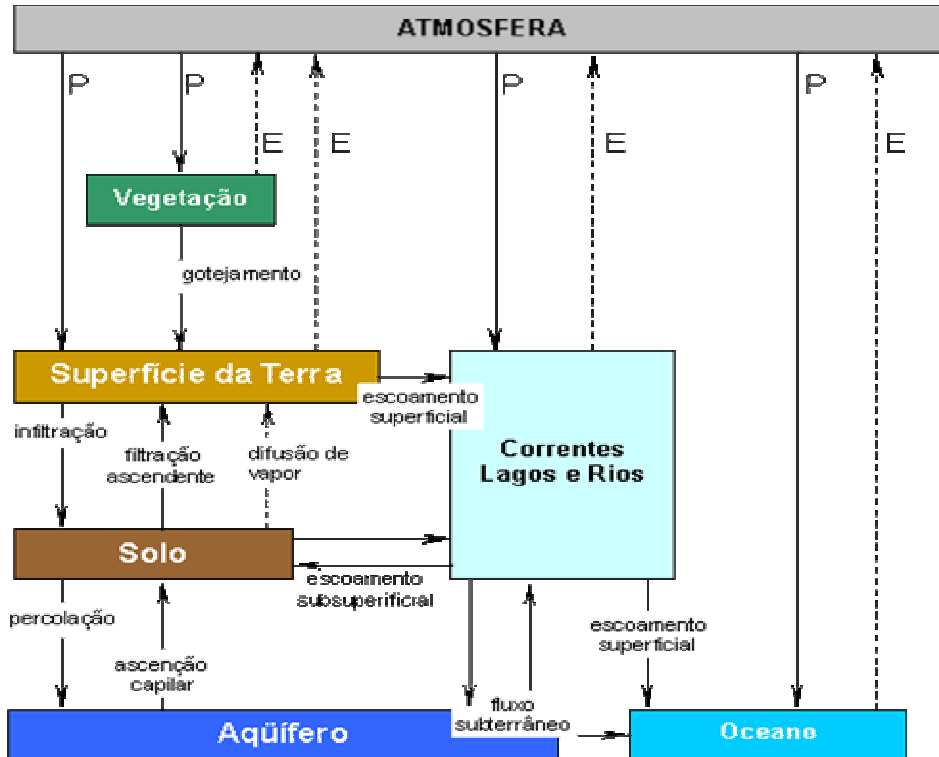


Figura 2.1 – O ciclo hidrológico do ponto de vista do engenheiro – Eagleson (1972)

2.2 – Variabilidade climática da região Nordeste

O tempo e o clima do Nordeste são influenciados por fenômenos pertencentes a várias escalas - desde a planetária até a pequena escala, representada pela convecção isolada. Pertence à escala planetária, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que é largamente difundida e aceita como o sistema gerador de precipitação sobre o Nordeste. Esse fato é facilmente compreendido quando se observa que o máximo de precipitação no semi-árido do Nordeste (março - abril) ocorre exatamente na época em que a ZCIT atinge sua posição mais ao sul. A ZCIT pode ser monitorada através da posição de vários fenômenos meteorológicos com ela relacionada tal como a Zona de Convergência dos Alísios (ZCA), que, embora não coincidindo exatamente com a ZCIT, apresenta deslocamento muito bem relacionado com ela, (UVO, 1989).

Outros sistemas pertencentes à escala planetária, mas que também influenciam no tempo e clima do Nordeste, são: anomalias na temperatura da superfície do mar, os anticiclones subtropicais do Atlântico e a oscilação 30-60 dias, sendo que esta última tem

escala de tempo diferente das demais. Na escala sinótica estão os sistemas frontais austrais ou zonas de convergência deles remanescentes, os vórtices ciclônicos da alta troposfera e os distúrbios ondulatórios de leste. Fenômenos de mesoescala também atuam no Nordeste; estão entre eles sistemas oriundos da ZCIT, linhas de instabilidade formadas na costa norte do Nordeste e circulações ocasionadas por contraste térmico entre superfícies sólidas e líquidas e entre áreas não-elevadas e elevadas, sendo que estas últimas também podem agir como uma forçante mecânica, (SOUZA, 1995). Esses fenômenos, das mais variadas escalas, que influenciam o tempo e o clima da Região Nordeste, podem melhor ser entendidos e qualitativamente avaliados pelo uso de análise multivariada.

2.3 – Características físicas e hídricas do solo

Os fatores físicos do solo e a topografia do terreno podem formar horizontes diferentes na superfície do solo. Esta variação de horizontes com profundidade e posição topográfica é uma consideração importante para avaliar o movimento de água em um sistema de drenagem fechado, (MELO et al., 1973). Adicionalmente, o conhecimento das características físicas e hídricas do solo é de fundamental importância para o manejo racional dos recursos naturais de uma região. As propriedades físicas do solo são responsáveis por todos os processos que envolvem o sistema solo-água-planta. Entre essas propriedades deve-se considerar; textura, estrutura, porosidade, capacidade de campo, infiltração de água e condutividade hidráulica.

As características físicas do solo são responsáveis pelo movimento da água, do ar e dos nutrientes no interior do solo. Algumas características importantes tais como; estrutura, densidade global, capacidade de armazenamento de água, infiltração da água e condutividade hidráulica dependem da textura do solo, (GARDNER, 1962 *apud* CARVALHO, 2000).

2.3.1 Porosidade

Segundo BLAKE (1965) a porosidade total é definida como a percentagem do volume total do solo não ocupado por partículas sólidas.

Para GROHMANN (1960), dependendo da natureza e distribuição das partículas, o solo pode ter porosidade mínima de cerca de 30% e máxima de 80%. Normalmente, valores de porosidade do solo são da ordem de 40-60%, devido à reunião das partículas em micro-agregados e agregados do solo. A Tabela 2.1 mostra os intervalos de valores que podem ser encontrado na superfície de solos cultiváveis.

Tabela 2.1 – Intervalos de valores de porosidade total

Classes de solo	Porosidade Total (%)
Arenosos	35-50
Siltosos e Francos	30-55
Argilosos	40-65
Humíferos	60-80
Turfosos	80-85

A porosidade total é formada pela soma das porcentagens de poros de diferentes tamanhos, que atuam da seguinte forma: os poros grandes servem para a aeração e infiltração; os poros medianos para a condução de água e os poros pequenos para o armazenamento de água disponível às plantas, (GAVANDER, 1972). A esse respeito PREVEDELLO (1996) confirma que os diversos processos de transporte que ocorrem nos poros estão relacionados ao tamanho dos mesmos. Os macro-poros, por exemplo, são mais importantes para a drenagem da água do solo, após a ocorrência de fortes chuvas ou inundações. Quando a água contida nos macro-poros é drenada, os mesoporos ganham importância na distribuição de água, sem haver uma diferenciação nítida nessa passagem. A partir daí esse movimento continua a se processar, muito mais lentamente, dentro dos micro-poros, e parte dessa água remanescente é que garante a sobrevivência de muitas espécies vegetais.

2.3.2 Capacidade de campo

De acordo com GARDNER (1962), BLACK (1965), HILLEL (1971), a capacidade de campo é a quantidade de água retida pelo solo, depois que o excesso tenha decrescido acentuadamente, o que geralmente ocorreria dois a três dias depois de uma chuva ou irrigação em solos permeáveis de estrutura e textura uniformes. A ordem de grandeza dessa variável expressa em mm de água por metro de profundidade de solo, pode ser observada na Tabela 2.2.

Tabela 2.2 – Valores de capacidade de campo

Classes de solo	Capacidade de campo (mm/m)
Areia	100
Areia fina	115
Solo argilo-arenoso	160
Solo argilo-siltoso	280
Argila	325

2.3.3 Condutividade hidráulica

Segundo CARVALLO (2000) a condutividade hidráulica (K_v) é o coeficiente de proporcionalidade entre a velocidade de fluxo e o gradiente hidráulico. É a propriedade do solo que descreve sua capacidade em transmitir água, sendo afetada por vários fatores como textura do solo, porosidade e distribuição do tamanho dos poros, viscosidade da água, grau de saturação e sais dissolvidos na água. De acordo com o U. S. Bureau of Plant Industry and Agricultural Engineering a condutividade hidráulica saturada varia com a textura do solo, conforme Tabela 2.3, (WERLANG, 2001).

Tabela 2.3 – Condutividade hidráulica saturada para diferentes texturas de solos

Classes de solos	Condutividade hidráulica saturada (cm/h)
Areia	> 0,2
Silte	0,1 – 0,2
Franco	0,05 – 0,1
Argiloso	0,01 – 0,05
Argila	< 0,01

2.4 - Modelagem hidrológica

De acordo com TODINI (1988), o desenvolvimento contínuo de modelos chuva-vazão foi a chave para solucionar os requisitos exigidos da modelagem hidrológica. Na história da modelagem tem-se percebido que o futuro dos modelos, que estimam escoamento superficial, tende a ser mais promissor, devido ao surgimento de computadores e o conhecimento disponível de seus recursos.

No século 20, a maioria dos hidrologistas fez uso de fórmula empírica para representar a modelagem chuva-vazão. De acordo DOOGE (1959 e 1973) essas fórmulas foram derivadas de casos particulares e aplicadas a outros casos, supondo que as condições eram bastante semelhantes. O método racional foi uma das primeiras tentativas para resolver o problema de previsão de vazão. O método foi desenvolvido para pequenas bacias hidrográficas ou bacias montanhosas e era baseado no conceito de tempo de concentração e descarga máxima.

Posteriormente, surgiu a necessidade de construção de uma nova fórmula, correspondente ao método racional para bacias hidrográficas maiores. Foram introduzidas muitas modificações no método racional para conter a distribuição não uniforme, em espaço e tempo da chuva e características físicas da bacia hidrográfica.

O método racional modificado, baseado no conceito de isócronas pode ser visto como o primeiro modelo chuva-vazão básico, cujos parâmetros são derivados por meio de mapas topográficos e o uso da fórmula de Mannings para avaliar os diferentes tempos de concentração. Os tipos de problemas a serem resolvidos continuavam sendo semelhantes aos

anteriores, mas os hidrologistas estavam tentando encontrar soluções mais realísticas e precisas, embora ainda em termos de escoamento superficial.

SHERMAN (1932) introduziu o conceito da hidrógrafa unitária em bacias com princípio da superposição. O princípio de hidrógrafa unitária apressou o interesse de hidrologistas que estavam agora em posição de produzirem estimadores, não só da descarga de pico, mas também da hidrógrafa, causada por tempestades mais complexas. Uma discussão sobre diferentes caminhos e relevante bibliografia pode ser encontrada no importante estudo de DOOGE (1973).

HORTON (1945) foi o primeiro a fazer um notável estudo de interdependência entre a morfologia e os processos hidrológicos de bacias hidrográficas. Com esse estudo Horton identificou muitos processos hidrológicos de interesse e suas dificuldades. Uma primeira dificuldade foi em relação às escalas de tempo. O autor também foi o primeiro a quantificar a rede de drenagem e sua estrutura, a ordem dos rios e as ligações entre canais. Eventos hidrológicos individuais podem ocasionar efeitos drásticos na morfologia da bacia hidrográfica, (WOLMAN & MILLER, 1960; DURY, 1973; ANDERSON & CALVER 1977; WOLMAN & GERSON 1978; NEWSON, 1980; BEVEN, 1981) *apud* (BEVEN et al., 1988). Em geral, a resposta temporal dos sistemas geomorfológicos é muita longa em relação aos processos hidrológicos.

Atualmente, um modelo hidrológico pode ser definido como uma representação matemática do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície e/ou subsuperfície terrestre. Há uma estreita relação entre a modelagem hidrológica, a biológica e a ecológica, pois o transporte de materiais pela água é influenciado por atividades biológicas que podem aumentar ou diminuir a quantidade desses materiais na água, e o regime do fluxo de água podem afetar diverso habitat. Além disso, a hidrologia está estreitamente relacionada às condições climáticas e, portanto, modelos hidrológicos e atmosféricos deveriam estar acoplados, sendo que, na prática, um estreito acoplamento torna-se bastante difícil, uma vez que modelos atmosféricos trabalham com resolução espacial muito maior do que as utilizadas na modelagem hidrológica (MAIDMENT, 1993).

Segundo SCHULER (1988) um modelo hidrológico para representar um sistema natural deve descrever com razoável precisão a resposta do sistema a uma determinada

entrada. O procedimento para a modelagem de sistemas complexos como os processos hidrológicos presentes em bacia hidrográfica exigem um conhecimento detalhado da bacia e dos processos físicos e biológicos que interferem no movimento da água. Como isso é impraticável, simplificações são realizadas buscando aproximar os processos representados da situação real.

Como a topografia é o principal fator determinante nos processos de transporte de materiais, os modelos que tratam da distribuição espacial da água na bacia requerem dados baseados nas suas características topográficas, tais como: limites das bacias e sub-bacias, declividade do terreno, comprimento do rio, forma da bacia, orientação das vertentes, características dos canais de drenagem, (MOORE et al., 1993). Esses atributos topográficos podem ser computados a partir de um Modelo Numérico do Terreno (MNT) ou através de Modelos Digitais de Elevação (em inglês, DEM) usando-se várias de técnicas. A estrutura ideal para um MNT depende do objetivo, do uso dos dados e de como esse MNT pode se relacionar com a estrutura de um modelo hidrológico (MOORE et al., 1991).

BEVEN & KIRKBY (1979) desenvolveram um modelo hidrológico conceitual baseado em grade regular chamado TOPMODEL, amplamente utilizado na previsão de escoamentos. Esse modelo baseia-se na teoria de contribuição variável para formação do escoamento e estima o déficit hídrico no solo e área saturada (área de contribuição direta) a partir de características topográficas e do solo. Uma aplicação do uso desse modelo para uma bacia de mesoescala pode ser encontrada em SCHULER (1998). Segundo MOORE et al. (1993), esse modelo é mais comumente utilizado em análise de grades regulares, mas pode, no entanto, ser facilmente adaptado para a técnica de curvas de nível, como visto em VERTESSY & ELSENBEEER (1999). Grades triangulares têm sido usadas em modelagens hidrológicas dinâmicas (PALACIOS - VÉLEZ e CUEVAS-REYNARD, 1997). A principal dificuldade na utilização deste tipo de estrutura de dados se dá quando as facetas dos triângulos não possuem orientação (triângulos horizontais), o que dificulta a determinação das linhas de fluxo. Uma discussão sobre a utilização de TINs (Triangulated Irregular Network) em modelagem hidrológica pode ser encontrada em MOORE et al. (1993).

Segundo MILLER & GUERTIN (1999), o manejo de bacias hidrográficas é dependente da sua variabilidade espacial. A realização de estudos hidrológicos considerando os contornos de micro-bacia hidrográfica surgiu da necessidade de se compreender o comportamento dos processos que controlam o movimento da água nesta e, a partir desta análise, avaliar os impactos decorrentes das mudanças do seu uso tanto em quantidade quanto em qualidade (WHITEHEAD & ROBINSON, 1993).

2.5 – Alguns modelos hidrológicos de uso geral

2.5.1. Método Racional

SILVA (2002) afirma que esse método permite a determinação da vazão máxima de escoamento superficial a partir de dados de chuvas para pequenas bacias, com área de, no máximo, 500 ha. Parte do princípio básico de que a vazão máxima, provocada por uma chuva de intensidade uniforme e constante, ocorre quando todas as partes da bacia contribuem simultaneamente com escoamento na seção de deságüe. A complexidade real do processo de escoamento superficial é ignorada, desprezando tanto o armazenamento de água na bacia quanto as variações da intensidade de precipitação e do coeficiente de escoamento superficial durante a precipitação. Outra limitação do método é que ele não permite caracterizar o volume de escoamento superficial e a distribuição temporal das vazões, e sim a vazão de pico ou vazão máxima de escoamento superficial.

2.5.2. Modelo para obtenção da lâmina de escoamento superficial

PRUSKI et al. (1997a) desenvolveram metodologia para determinar a lâmina máxima de escoamento superficial empregando a taxa de infiltração após longo período de umedecimento do solo. A metodologia pode ser empregada para determinar um fator, o qual, associado com as condições topográficas da área e com as características do sistema de conservação do solo, é usado para calcular a lâmina de água armazenada em canais de drenagem. É aplicável em localidades quando se conhece a equação de intensidade, duração e frequência.

2.5.3. Método Curva Número

Este método permite estimar a lâmina (volume por unidade de área da bacia) de escoamento superficial a partir de dados de precipitação e de outros parâmetros da bacia. A intensidade de precipitação é considerada constante para uma dada duração de precipitação. Como este método foi desenvolvido para a obtenção da lâmina de escoamento superficial, não permite a obtenção de vazões que ocorrem durante o evento analisado.

Parte da precipitação é convertida em abstrações iniciais até o tempo dito tempo de ocorrência das abstrações iniciais. Essas abstrações correspondem a toda precipitação que ocorre antes do início do escoamento superficial englobando, além da interceptação e do armazenamento superficial, toda a infiltração ocorrida durante esses dois processos. Foi desenvolvido pelo SOIL CONSERVATION SERVICE (1972), agência vinculada ao Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (SCS-USDA), a partir de dados de um grande número de bacias experimentais.

2.5.4. Modelo para obtenção do hidrograma de escoamento superficial

SILVA (1999) desenvolveu uma metodologia que permite obter o hidrograma de escoamento superficial e da vazão máxima para qualquer posição ao longo de uma encosta, para solos com umidade próxima à saturação (condição crítica para a ocorrência do escoamento superficial) e para seções transversais de canais de drenagem. Na encosta, considerou que a vazão ocorre na direção da declividade desta, e que a vazão de cada célula é a soma da vazão produzida nesta com a vazão produzida nas células que contribuem com escoamento superficial para a célula em análise. No canal, a vazão é calculada como a soma das vazões das colunas do sistema reticulado. SILVA (1999) considerou que o escoamento superficial só se inicia após o preenchimento das abstrações iniciais, que dependem da interceptação pela cobertura vegetal, do armazenamento nas depressões do solo e da infiltração que antecede o escoamento superficial. Os valores das abstrações foram calculados por meio do método Curva Número, utilizando a equação recomendada pelo SOIL CONSERVATION SERVICE (1972). Em seguida o autor desenvolveu um software, denominado Hidrograma, utilizando o ambiente de programação Delphi, para a aplicação da

metodologia. Como resultado, o software fornece o hidrograma de escoamento superficial para qualquer posição ao longo da encosta, a vazão máxima, seu tempo de ocorrência e o volume escoado superficialmente. Cópia deste software pode ser obtida em <http://www.ufv.br/dea/gprh/hidrograma>.

SILVA (2002) desenvolveu uma metodologia que permite realizar o balanço hídrico de bacias hidrográficas e obter, a partir do modelo digital de elevação do terreno, o hidrograma de escoamento superficial, a vazão máxima e seu tempo de ocorrência, e o volume escoado superficialmente, considerando escoamento em encostas ou em canais. Para a utilização do modelo, o usuário deve fornecer imagens relativas ao modelo digital de elevação do terreno, à rede de drenagem e às direções de escoamento na bacia hidrográfica e de informações relativas à precipitação, à interceptação pela cobertura vegetal, ao armazenamento superficial, à rugosidade do terreno e do solo. A taxa de produção de vazão de cada célula da bacia é obtida pela diferença entre a precipitação e a infiltração, obtida por meio da equação de Green-Ampt modificada por Mein-Larson. A modelagem do escoamento superficial é realizada utilizando o modelo de ondas cinemáticas. Uma vez informado o local para o qual se deseja obter o hidrograma, o modelo identifica se o escoamento é em canais ou na encosta. O hidrograma resultante de cada célula é obtido pela soma dos hidrograma advindos da área de contribuição. Para a avaliação do modelo, instrumentou-se uma bacia hidrográfica na localidade de Palmital, Viçosa-MG, monitorando-se a precipitação e o escoamento superficial. Os valores obtidos nas simulações realizadas com o modelo foram comparados com os valores obtidos na bacia, com o Método do Número da Curva, com o Método Racional e com o WEPP.

2.5.5. WEPP – Water Erosion Prediction Project

Dentre os modelos existentes para a modelagem do escoamento superficial, destaca-se o WEPP - Water Erosion Prediction Project (USDA, 1995), que representa a última geração de modelos baseados em processos físicos, incorporando os desenvolvimentos anteriores de Meyer e Wischmeier. Este modelo constitui-se em um pacote tecnológico desenvolvido por um programa interinstitucional envolvendo instituições norte-americanas. O WEPP teve

como objetivo elaborar uma tecnologia para a conservação da água e do solo a fim de permitir a predição dos impactos resultantes de práticas de manejo de terras para produção agrícola, pastagens e áreas florestais. O WEPP inclui os processos hidrológicos fundamentais de precipitação, infiltração e escoamento superficial, além dos processos erosivos básicos de desprendimento, transporte e deposição, tanto em vertentes, como em bacias hidrográficas. A análise da bacia hidrográfica é realizada dividindo-a em regiões homogêneas de geração de escoamento superficial.

O modelo WEPP pode ser dividido, conceitualmente, em seis componentes: (i) climático baseado em Cadeia de Markov (ii) hidrológico, baseado na equação de Green-Ampt; (iii) crescimento de plantas; (iv) solos; (v) erosão/deposição; e (vi) irrigação. Desenvolvimentos adicionais foram efetuados no WEPP para permitir a utilização de informações digitais através de Sistemas de Informações Geográficas (SIG). A interface Geo-Spatial para o WEPP (GeoWEPP) utiliza informações digitais georeferenciadas como o modelo digital de elevação (MDE) e mapas topográficos para derivar e preparar parâmetros de entrada utilizados pelo WEPP, a fim de iniciar simulação e estimar perdas de água e de solo em bacia pequena com um único uso e tipo de solo. A meta do projeto GeoWEPP é gerar uma série de interfaces para os usuários com diferentes níveis de conhecimento de SIG que sejam capazes de utilizar as diferentes fontes de dados.

2.5.6. CASC2D – Cascade Two-Dimensions

O CASC2D é um modelo distribuído que simula a resposta hidrológica de uma bacia sujeita a uma determinada precipitação, (OGDEN, 1998). Os principais componentes do modelo incluem interceptação, infiltração e escoamento superficial. A interceptação é calculada por meio de um modelo empírico, sendo a equação de Green-Ampt utilizada para estimar a infiltração. O escoamento superficial é analisado considerando o escoamento sobre o terreno e em canais. A interceptação da chuva pela vegetação é modelada no CASC2D por meio do método proposto por GRAY (1970). Neste modelo dois parâmetros são considerados: a abstração inicial da chuva (em mm) que é interceptada pelas folhas e uma porção da chuva que é retida após este processo.

A geração de mapas de capacidade de interceptação e do coeficiente de interceptação para serem utilizados nesse modelo normalmente é produzido por reclassificação de mapas de vegetação ou cobertura de solo.

São necessários quatro mapas relacionados às propriedades do solo para modelar o processo de infiltração, que utiliza a equação de Green-Ampt. Os mapas são: condutividade hidráulica do solo, potencial matricial na frente de umedecimento, umidade de saturação e umidade inicial. Os três primeiros mapas podem ser produzidos por meio de reclassificação de um mapa de textura do solo e o último deve ser preparado considerando as condições de umidade antecedente. O CASC2D utiliza técnica de diferenças finitas para resolver as equações do método de difusão para modelar o escoamento superficial. Utiliza também a equação de Manning para o cálculo da vazão de escoamento superficial. .

2.5.7. TOPMODEL- Topographic Model

BEVEN E KIRKBY (1979) desenvolveram um modelo hidrológico conceitual baseado em grade regular chamado TOPMODEL. Esse modelo focaliza na topografia a análise do processo de geração do escoamento superficial. Simula a dinâmica desse escoamento provindo de áreas de contribuição, utilizando um índice topográfico espacialmente variado. Um problema básico encontrado na aplicação do índice topográfico é que a forma de sua função de distribuição depende do tamanho da célula do modelo digital de elevação do terreno. O modelo possibilita o cálculo da vazão numa determinada seção de um rio considerando a bacia como um todo ou subdividindo-a em várias sub-bacias. Os valores de precipitação e evapotranspiração potencial, os entrados do modelo, são considerados homogêneos em toda a bacia, isto é, assume-se um valor médio para toda a bacia. As hipóteses básicas utilizadas no desenvolvimento do modelo, descritas por BEVEN et al. (1993) *apud* SILVA (2002), são: a dinâmica do processo de movimento da água na zona saturada pode ser aproximada por meio de sucessivas representações de estados estacionários; e o gradiente hidráulico na zona saturada pode ser aproximado pela declividade da superfície do terreno no local. Esta última hipótese é incorporada ao modelo na forma de um índice, denominado índice topográfico. Este índice representa a propensão de qualquer local da bacia atingir condições de saturação.

A Figura 2.2 esquematiza a formação de escoamento superficial por meio da área de contribuição, segundo a qual são desenvolvidas as equações do modelo.

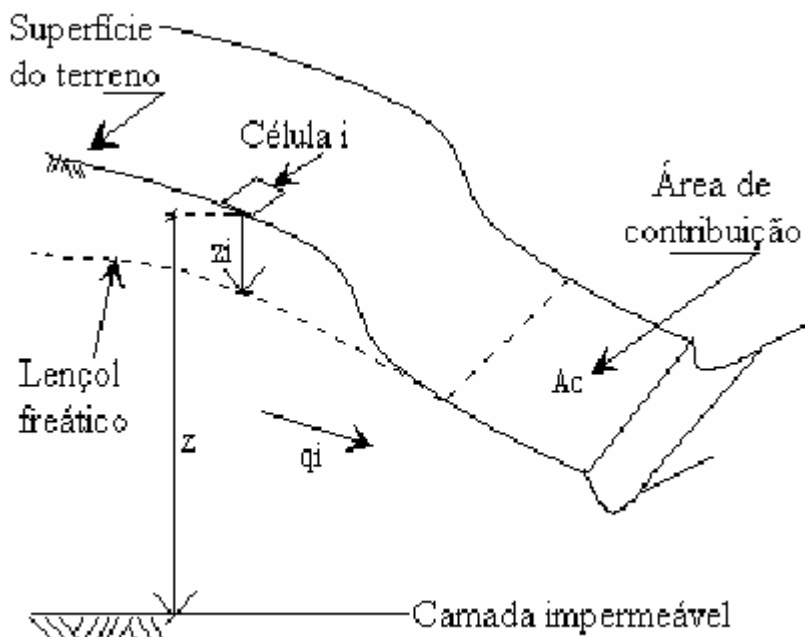


Figura 2.2 - Formação de escoamento superficial conforme a proposição apresentada no TOPMODEL. Fonte: VARELLA e CAMPANA (2000)

QUINN et al. (1991) e WOLOCK & PRICE (1994) *apud* LEAR (2000) estudaram os efeitos da resolução do DTM (Digital Terreno Model) e do MDE sobre os processos hidrológicos. Eles mostraram que esses processos são muito sensíveis à resolução. QUINN et al. testaram as previsões de fluxos, em solos inclinados, utilizando o TOPMODEL (Topography-based hydrologic model), baseado em dois DTMs, com grades de resoluções de 12,5 metros e 50 metros. Eles provaram que os padrões de distribuição espaciais de inclinação do solo, calculado com os dois DTMs, produziram resultados variados. WOLOCK & PRINCE testaram o efeito de escala do mapa e a resolução dos dados nas previsões do modelo hidrológico TOPMODEL. Usaram como entrada no modelo TOPMODEL dois MDEs; o primeiro com escala de 1: 24.000, com resoluções de 30 e 90 metros e o segundo com escala de 1: 250.000 e resolução de 90 metros. Os resultados mostraram que a escala e a resolução do MDE afetaram as estimativas do valor da inclinação média do terreno. A distribuição espacial da inclinação do terreno mostrou a localização de depressões na bacia hidrográfica e indicou a

profundidade do lençol freático. Especificamente, a escala do mapa afetou a distribuição média da inclinação do terreno, que caracterizou o aspecto da bacia hidrográfica. Assim, o efeito da resolução média afetou a previsão do modelo, devido as variações da inclinação média do terreno.

2.5.8 – Land Surface Model – LSX

COSTA & FOLEY (1997) também efetuando balanço hídrico usou uma versão modificada do modelo LSX (Land Surface Model), apresentada nos trabalhos de POLLARD & THOMPSON (1995) e THOMPSON & POLLARD (1995a, b) *apud* COSTA & FOLEY (1997), que incluiu uma representação dos processos à superfície, tais quais: fisiologia do dossel (condutância estomatal, transpiração e fotossíntese), e o transporte de volume de água em escala continental. O modelo operou em uma grade de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ e utilizou dados climatológicos de longo prazo. Na aplicação inicial do modelo, examinou-se a variabilidade sazonal do balanço hídrico na bacia amazônica. A simulação foi avaliada comparando: a evapotranspiração simulada com diferentes tipos de cobertura vegetal observada; descarga simulada do rio contra os registros de longo prazo, em 56 postos fluviométricos na área da bacia.

Os resultados do modelo mostraram que a evapotranspiração foi fortemente dependente da cobertura vegetal, especialmente durante a estação chuvosa. Em geral, os autores encontraram um bom ajuste entre os balanços hídricos simulado e o observado, para a maioria das estações fluviométricas, o erro percentual foi menor que 25%. Adicionalmente, foi efetuado um estudo de sensibilidade do modelo para determinar qual a importância das mudanças da cobertura vegetal no balanço hídrico, sem considerar as realimentações do clima. Quando florestas e savanas foram substituídas por pastos, a evapotranspiração média anual diminuiu aproximadamente 0,5 mm/dia quando comparada com a observada. Finalmente, realizaram um estudo de sensibilidade do modelo para avaliar os efeitos fisiológicos potenciais do aumento da concentração do CO_2 na condutância estomatal (dossel) e, como consequência, os efeitos no balanço hídrico da bacia amazônica, novamente sem considerar as realimentações na atmosfera. O resultado do modelo sugeriu que dobrando as concentrações de CO_2 na atmosfera (de 325 para 650 ppmv), a condutância no dossel diminuiria de 20 para

35 % (dependendo do tipo de vegetação) e a evapotranspiração diminuiria aproximadamente 4% em toda região. Como consequência, a descarga anual do rio aumentaria entre 3% a 16,5%, dependendo da subárea no âmbito da bacia. Na desembocadura dos rios Amazonas e Tocantins, a descarga anual aumentaria em 5 e 9%, respectivamente.

2.5.9- Macro-PDM – Modelo Hidrológico de Grande Escala

REYNARD et. al. (1997), ARNEEL & KING (1997) e ARNELL (1999) propuseram o Modelo Hidrológico de Grande Escala - Macro-PDM que simula os efeitos das mudanças climáticas. A estrutura básica do modelo é em função do balanço hídrico e da variação do modelo distribuído de probabilidade de (MOORE, 1985) sendo similar em princípio ao modelo ARNO, (TODINE, 1996) e ao modelo VIC, (WOOD et al., 1992). O escoamento superficial direto é dito como sendo a água que alcança mais rapidamente o rio. Em geral, esse escoamento é igual a chuva excedente. É assumido que a distribuição da capacidade de armazenamento de umidade do solo varia devido à variabilidade de sua topografia, profundidade e tipo de solo. Em ARNELL (1999), o modelo assume que o escoamento superficial segue a função de potência e que o escoamento superficial lento ou defasado é drenado para solos profundos e armazenados como água subterrânea. Ainda é assumido que toda a água em excesso, acima da capacidade de campo, drena para solos mais profundos.

GARBRECHT & MARTZ (1999) analisaram a importância da topografia na distribuição de fluxo de água sobre a superfície natural da Terra. Segundo os autores a extração automática dos parâmetros topográficos pelo MDE é uma alternativa viável para extração de mapas topográficos de elevações, particularmente em relação à qualidade e cobertura dos dados. A capacidade e limitação do MDE, como por exemplo, a viabilidade dos dados, a qualidade e a resolução para uso de modelos hidrológicos foram analisadas. Nesse estudo os autores concluíram que qualidade e resolução do MDE são duas características que pode causar grande impacto quando aplicados nos modelos hidrológicos.

Processos hidrológicos e informações de recursos hídricos são investigados comumente pelo uso de modelos distribuídos. Esses modelos requerem informações fisiográficas como configuração da rede de drenagem, localização e divisão de drenagem,

duração do “routing”, inclinação e propriedades geométricas das sub-bacias. Tradicionalmente, esses parâmetros são obtidos de mapas ou de pesquisas de campo. Há mais de duas décadas passadas essas informações foram derivadas diretamente de representações digitais da topografia, (MARK, 1984), (JENSON & DOMINGUE, 1988), (MOORE et al., 1991), (MARTZ & GARBRECHT, 1992). A derivação automática de dados topográficos da bacia pelo MDE é mais rápida, menos subjetiva e provê mais informações que as técnicas manuais e tradicionais aplicadas a mapas topográficos, (TRIBE, 1992). Dados digitais gerados por essa aproximação têm a vantagem de poderem ser importados prontamente e podem ser analisados através de um SIG. Os avanços tecnológicos promovidos pelo SIG e a disponibilidade crescente da qualidade dos MDEs têm ampliado o potencial de sua aplicação para muitos hidrólogos, engenheiros hidráulicos, atividades relacionadas aos recursos hídricos e investigações ambientais.

Segundo CHAUBEY et al. (1999) muitos modelos hidrológicos usam como entrada os dados de precipitação e assumem que a precipitação é homogênea. CHAUBEY et al. (1999) realizaram estudo utilizando dados da pequena bacia de Washita, no sudeste de Oklahoma – USA. O modelo apresentou grande incerteza na estimativa dos parâmetros devido à variabilidade espacial da precipitação. Essa variabilidade é importante para o processo de geração e transporte do escoamento superficial, de sedimentos e de nutrientes da bacia hidrográfica. A estimativa dos parâmetros do modelo foi feita usando a precipitação observada, no tempo e no espaço. A grande incerteza da estimativa dos parâmetros resultou da variabilidade espacial da chuva. Em geral, a melhor estimativa dos parâmetros resultou quando a chuva medida em cada localidade foi usada individualmente. Os resultados desse estudo indicaram que mesmo no caso dos processos físicos estarem bem representados no modelo, a incerteza verificada na estimativa dos parâmetros ocorreu devido à variabilidade espacial da chuva.

2.5.10 – Modelo SWAT- Simultaneous Heat and Water

FLERCHINGER & COOLEY (2000) quantificaram as componentes do balanço hídrico em regiões semi-áridas e montanhosas. Nesse estudo, o balanço hídrico foi computado

usando dados coletados no período de 10 anos, na sub-bacia do rio Upper Sheep, com 26 ha. Essa sub-bacia faz parte da bacia experimental do rio Reynolds, no sudeste de Idaho - USA. Um balanço hídrico parcial foi processado para três diferentes áreas e em seguida computado o balanço total da bacia hidrográfica. O escoamento superficial e as mudanças de armazenamento de água no solo não foram distinguidos entre as três diferentes áreas. A precipitação que ocorre predominantemente em forma de neve, foi medida dentro de cada uma das diferentes áreas. O modelo SHAW (em inglês, Simultaneous Heat and Water) estimou que cerca de 90% da precipitação efetiva foi evapotranspirada.

O escoamento superficial da bacia hidrográfica foi correlacionado com uma precipitação acima de um limite crítico, de aproximadamente 450 mm. Necessária para se gerar escoamento superficial. O erro médio do balanço hídrico foi de 46 mm, ou aproximadamente 10% da precipitação efetiva, estimada no período de 10 anos. O erro foi atribuído a perdas por percolação profunda, através de fraturas no extrato impermeável (basalto) da bacia. A percolação simulada da água na zona radicular foi extremamente bem correlacionada com o escoamento superficial estimado, que é derivado geralmente do fluxo subsuperficial.

WOOLDRIDGE et al. (2001) combinaram um modelo semidistribuído simples com uma estratégia de regionalização climática a fim de desenvolver uma previsão que estivesse relacionada aos efeitos causados por vários tipos e intensidades de uso do solo, em escala regional, da bacia hidrográfica. Os autores usaram nesse estudo dados diários de precipitação, integrados para 28 dias, no período de 1966-1996. Outras informações climáticas foram adquiridas de quatro estações meteorológicas instaladas no interior e em torno da bacia hidrográfica do rio Williams. A evapotranspiração potencial foi estimada usando o método de Penman-Monteith, aplicando o modelo em uma bacia de 1260 km², na Austrália oriental. Foi demonstrado que se conhecer os diferentes tipos de solos que estiverem distribuídos no âmbito de uma sub-bacia, é possível parametrizar corretamente suas distintas respostas hidrológicas, via otimização de vazão, desde que a variabilidade do regime hidrológico, associada às variáveis climáticas de entrada esteja explicitamente representada. Usou do método de Monte Carlo para investigar a incerteza dos parâmetros, foi demonstrado que a robusticidade da resposta melhora significativamente quando se utiliza a múltipla informação das vazões

observadas. A previsão obtida e a parametrização fisiográfica da bacia em estudo foram consistentes com as variações esperadas para área. Embora nesse estudo tenha sido testada apenas a classificação do uso do solo como sendo florestado e não florestado, os resultados indicaram que a inclusão do comportamento da superfície do solo no modelo hidrológico melhora significativamente as saídas do modelo e reflete o melhor padrão de respostas hidrológicas.

2.5.11 - NAVMO – Niederschlag Abfluss Verdunstung Modell

BRAGA & FIGUEIREDO (2003) analisaram o efeito do clima na simulação do escoamento superficial nas regiões Semi-Áridas do Nordeste do Brasil. Eles obtiveram o coeficiente de determinação igual a 70% quando analisaram a capacidade do modelo NAVMO – Niederschlag Abfluss Verdunstung Modell responder as interações entre a chuva- evaporação-vazão. Os autores concluíram que os efeitos da variabilidade climática na simulação do escoamento superficial devem ser utilizados, uma vez que eles têm grande influência no pico de escoamento superficial.

2.5.10 – Método para obtenção do balanço hídrico

Dois estudos de balanço hídrico, para o estado do Texas - USA, são particularmente pertinentes, (TEXAS BOARD OF WATER ENGINEERS, 1961) e do (WARD, 1993). Em WARD (1993) é apresentado um balanço hídrico para estimar evapotranspiração, escoamento superficial, recarga e demanda de água para quatro regiões hidroclimatologicamente diferentes do Texas e para todo o Estado. Para estimar o escoamento superficial anual, WARD usou uma relação empírica entre chuva e vazão. Os valores obtidos foram distribuídos espacialmente por mapas de escoamento superficial. Para estimar o escoamento superficial em bacias com insuficiência de registros de vazões, os autores usaram uma proporção da vazão observada em bacias com características semelhantes e um fator adicional para responder pela diferença na precipitação, se necessário.

MAIDMENT et. al. (1997) determinaram o balanço hídrico do solo, da superfície e do subsolo na bacia do rio Niger no oeste da África. As estimativas dos excessos mensais de água no solo foram inicialmente efetuadas pelo modelo de Thornthwaite e a estimativa da evaporação foi posteriormente modificada pelo uso de um modelo que utiliza dados de saldo de radiação, obtido pelo “Earth Radiation Budget Experiment”. O método de Muskingum é utilizado para estimar a vazão do rio à jusante das sub-bacias. O fluxo da sub-bacia para o rio desloca-se parcialmente de forma subsuperficial e superficial, a quantidade de cada um desses fluxos pode ser retardada no tempo, dependendo do estado que se encontra a bacia hidrográfica. Os resultados mostraram que a metodologia utilizada permitiu representar a variação hidrológica da bacia do rio Niger e proporcionar melhor manejo dos recursos hídricos da bacia.

O primeiro passo envolvido no desenvolvimento de um modelo de balanço hídrico à superfície em pequena ou meso escalas é a delimitação das sub-bacias. Um método utilizado para delimitar bacia é descrito por (MAIDMENT et al., 1997). Nesse estudo os autores aplicaram a metodologia à bacia mar Aral. Essa delimitação foi efetuada com MDE, de resolução de 30 arc-segundos, desenvolvido pela USGS. Após a delimitação automática das bacias hidrográficas, o mapa resultante foi comparado com o padrão dos rios, derivado do DCW (Digital Chart World). Como naturalmente os rios não podem ultrapassar os limites das bacias, o mapa da bacia hidrográfica gerado automaticamente, foi corrigido manualmente. Infelizmente, o DCW não faz diferença entre fluxos de rio natural e os de canais. Em contraste com os rios, os canais podem atravessar os limites das bacias. Portanto, um Atlas Mundial foi usado para diferenciar os fluxos naturais dos fluxos artificiais, com base no padrão de fluxo do DCW. Na presente, a delimitação automática das bacias hidrográficas foi corrigida manualmente para tornar-se compatível com o padrão de fluxo natural. Após essas correções obteve-se um mapa final das bacias hidrográficas.

Após a delimitação das bacias hidrográficas, foi estimada a precipitação sobre elas. Em geral, o escoamento superficial pode ser estimado de várias formas, uma delas é pelas médias do balanço hídrico do solo, outra é pelas médias dos coeficientes de escoamento superficial. A estimativa do escoamento superficial, utilizando as médias do balanço hídrico do solo, é uma forma de estimativa *conceitual*, enquanto que essa estimativa, quando feita pelos coeficientes

de escoamento superficial, é obtida pela comparação entre as descargas do rio e as *estatísticas* da precipitação. O estudo para desenvolver um balanço hídrico regional para a bacia do mar Aral, como descrito acima, pode ser visto como um teste de caso para as possibilidades de aplicação global. Mesmo que os resultados não possam ser usados quantitativamente, antes que se faça a calibração do modelo, eles são promissores. O modelo apresentado pode ser usado como uma ferramenta para suporte de tomada de decisão, de forma que ele possa dar uma rápida e qualitativa impressão de possíveis implicações de intervenções no sistema hidrológico.

KARVONEN et al. (1999) através de um modelo hidrológico, simularam a influência do uso do solo no escoamento superficial de uma bacia hidrográfica localizada no sudoeste da Finlândia. O modelo é baseado em subdivisões da bacia em unidades menores denominada de “unidades hidrologicamente similares”, agregando áreas hidrologicamente similares como solo, uso da terra, inclinação e vegetação. Cada unidade é representada por uma seção transversal denominada por “perfil característico”. Para o cálculo do balanço hídrico do “perfil característico”, foi desenvolvido um tratamento matemático para as respostas hidrográficas dessas partições. O perfil característico é a maior unidade que pode ser manipulada matematicamente, mantendo a idéia do regime hidrológico similar. Um perfil característico agrícola é uma seção transversal entre dois canais ou drenos subsuperficiais. Para áreas de florestas, o perfil característico é chamado de “hillslope” e a sua extensão pode variar de poucos metros até centenas de metros. O escoamento superficial total dos perfis característicos serve como variável de estimativa de drenagem. O modelo representou bem a extensão das áreas contribuintes variáveis, essa foi a principal razão da não-linearidade do comportamento da resposta da bacia.

PEDROLLO (1999) efetuou previsão de escoamento superficial de curto prazo com chuvas efetivas determinadas pela função sigmóide. Nesse estudo, o autor pesquisou a aplicabilidade de índices de umidade do solo na bacia para obtenção, em tempo real, do coeficiente de escoamento superficial, através de uma função matemática cujos valores tendem assintoticamente para um à medida que aumenta as condições de umidade, e para zero, à medida que essas diminuem. Um modelo composto de uma relação linear simples, cujas

entradas são as precipitações efetivas, obtidas pelo método proposto, é aplicado à bacia do rio Camapuã ($\cong 16.000\text{km}^2$), no Estado do Rio Grande do Sul, para previsão de curto prazo, obteve-se resultados tão bons quanto os que seriam obtidos com modelos mais complexos, ou fazendo-se uso de técnicas sofisticadas de ajuste contínuo. Segundo o autor, o modelo pode ser operado em situações práticas, com um mínimo de recurso (calculadora ou planilha eletrônica) e bastante confiabilidade, uma vez que o processo chuva-vazão é linearizado. Nesse estudo o autor concluiu que o coeficiente de escoamento pode ser relacionado a um índice representativo do grau de umidade prevalecente nos solos da bacia hidrográfica podendo esta relação ser representada por uma função sigmóide.

EID & CAMPANA (1999) tomando por base dados disponíveis, em nível global e/ou continental, de temperatura, precipitação, saldo de radiação incidente e da capacidade de retenção de umidade do solo, computaram o balanço hídrico vertical mensal, no período de novembro de 1983 a outubro de 1990, na bacia do rio Negro, em São Felipe - Amazonas. A bacia foi delimitada por meio de sistemas de informações geográficas (SIG), utilizando um MDE global, proveniente do USGS, com resolução espacial de aproximadamente, 1000 metros. Efetuou-se a interseção da bacia com células de 0,5 graus terrestres de resolução, nas quais se contabilizou o balanço hídrico vertical. Dessa forma quantificou-se o excesso de escoamento superficial em células com maior resolução. Embora as estimativas das vazões na área da bacia, obtidas com base no MDE, para o posto São Felipe, tenham sido aproximadamente 20% superiores àquelas indicadas no Inventário das Estações Fluviométricas, do Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica – DNAEE, os valores absolutos das vazões mostraram-se compatíveis com os valores observados nos mesmos períodos, à exceção do amortecimento de cheia, que deve ser introduzido, a fim de se obter melhor aderência entre esses valores.

JOTHITYANGKOON et al. (2001) desenvolveram um modelo de balanço hídrico de longo prazo para grande bacia no semi-árido da Austrália Ocidental. Começa envolvendo uma configuração do modelo para uma escala de tempo anual, e aumentando gradualmente a complexidade do modelo com escalas de tempo decrescentes, de anual para mensal e finalmente para diária. O modelo de balanço hídrico usado é baseado na análise climática, solo

e controle de vegetação. Inicia como um modelo simples, e em seguida é somada, a cada passo, uma maior complexidade, os modelos são testados progressivamente contra os cenários de variabilidade de chuva a cada escala de tempo. O modelo é desenvolvido para as escalas de tempo interanual, intra-anual e diária. Nessas análises o autor usa dados observados na bacia do rio Collie, na Austrália Ocidental. O balanço hídrico anual é um modelo que inclui o excesso de água que escoia sobre a superfície da terra e a evaporação, que provém da variabilidade espacial da profundidade do solo e dos múltiplos reservatórios. O modelo na escala de tempo mensal requer processos adicionais, como o processo de armazenamento subterrâneo. Nessa escala, a evapotranspiração total é dividida em evaporação do solo sem vegetação e em transpiração representada pela heterogeneidade da cobertura vegetal. O modelo na escala de tempo diária inclui não-linearidade na relação da descarga com a geração de escoamento superficial. As previsões do modelo são sensíveis à distribuição de profundidade do solo assumida, dentro de cada sub-bacia, e entre as sub-bacias, em base regional. O autor conclui que, em bacias do semi-árido, os controles mais importantes na variabilidade do escoamento superficial, em todas as escalas de tempo e espaço, são: variabilidade espacial da profundidade do solo, do clima e da cobertura vegetal. Já em JOTHİYANGKOON & SIVAPALAN (2003) refinando o modelo proposto acima, para estimativa de fluxos extremos, examinaram as mudanças no processo de geração do escoamento superficial durante a transição de fluxos normais para fluxos extremos. Concluíram que a vegetação influencia significativamente durante a transição do processo de escoamento superficial normal e extremo.

BERGER & ENTEKHABI (2001) também analisando as respostas hidrológicas em relação a fisiografia e climatologia, em 10 pequenas bacias obtiveram que quando no modelo era considerado apenas a influência da climatologia o coeficiente de determinação explicava 75% enquanto que considerava no modelo a influência tanto da fisiografia quanto da climatologia o coeficiente de determinação explicava 90%. E conclui que, a fisiografia e a climatologia podem explicar uma grande fração dos diferentes processos hidrológicos.

GUO et al. (2002) usaram um modelo de balanço hídrico mensal semidistribuído para prever os impactos das mudanças climáticas na China. Para avaliar esse impacto, foi proposto

e desenvolvido um modelo para simular e prever os processos hidrológicos. Nesse sentido foram utilizadas as técnicas de SIG como ferramentas para efetuar a análise topográfica da rede de drenagem, do uso do solo, das atividades humanas, da vegetação e das características do solo. Os parâmetros do modelo foram integrados a essas características da bacia por regressão e métodos de otimização; e estimados para cada um dos elementos de grade. Foram estudadas, com base em diferentes saídas do GCM (Global Circulation Model) e RCM (Regional Circulation Model), as sensibilidades da hidrologia e dos recursos hídricos da China, devido ao aquecimento global. O modelo proposto foi capaz de produzir a magnitude, a duração do escoamento superficial e as condições dos recursos hídricos. Os resultados desse estudo indicaram também que o escoamento superficial é mais sensível à variação da precipitação do que ao aumento da temperatura.

KUNKEL & WENDLAND (2002) analisam o balanço hídrico de um grande rio na bacia do Elbe-Alemanha, para o período de 1961-1990, usando o modelo GROWA-98. O escoamento superficial total foi modelado em função da interação regional das condições climáticas, solo, geologia, topografia e uso do solo. O escoamento superficial total foi separado em escoamento superficial direto e subterrâneo, usando o índice de escoamento básico, que depende das características da área da bacia. O resultado do modelo foi validado contra os dados medidos em 120 sub-bacias da bacia do Elbe. Em geral, a diferença entre o valor estimado e o medido foi cerca de 15 %, indicando a confiabilidade desse procedimento.

SAGHAFIAN et al. (2002) propuseram um modelo chuva-vazão baseado no método de isócronas, que usa a relação tempo – área. O método das isócronas responde bem as mudanças da intensidade de precipitação. O modelo usa os dados de MDE, inclinação do terreno, direção do fluxo e mapas de acumulação de fluxo para caracterizar a topografia da bacia hidrográfica. A série do tempo de percurso (isócronas) é utilizada para computar a hidrógrafa de vazão. O modelo foi calibrado e validado para pequenas bacias e utiliza a relação tempo-área, direção de fluxo, base hidráulica e técnicas de SIG para computar as isócronas, intensidade de chuva e infiltração.

2.6 – Modelo Digital de Elevação – MDE e Sistema de Informação Geográfica - SIG

O Modelo Digital de Elevação é um modelo representativo dos valores da altitude em todos os pontos numa determinada região. Pode ser expresso também por uma função matemática de interpolação no espaço vetorial de dimensão R^2 ou R^3 .

A representação de um MDE em formato matricial requer, na prática, bastante espaço em disco. Por exemplo, o MDE do Brasil, em células com 25m, ocupa mais de 2Gb, valor este que é repetido sempre que se obtêm temas derivados (por exemplo, declives ou exposições).

Existem vários métodos e técnicas que utilizam MDE para extrair automaticamente a rede de drenagem de uma bacia hidrográfica. O método D-8 é um deles, segundo FAIRFIELD & LEYMARIE (1991) esse método define a rede de drenagem através do “raster” do MDE. O método identifica a inclinação mais íngreme entre as células “raster” e suas oito vizinhas para definir o único caminho de fluxo que deixa a célula “raster”. Existem oito direções para as quais é possível haver fluxo. A matriz de acumulação de fluxo é calculada a partir da determinação do número de células que fluem para a célula respectiva. As células com elevada acumulação de fluxo formam áreas de concentração e podem ser utilizadas para identificar linhas ou cursos de água. A rede de drenagem é identificada selecionando os limites da área da bacia. Essa rede de drenagem é identificada de forma simples e direta e em seguida gera as conexões dos rios, (MARTZ & GARBRECHT, 1992). Essas informações podem ser extraídas de um MDE com densidade de drenagem arbitrária ou de baixa resolução, (TARBOTON et al., 1991).

Na Figura 2.3 mostra a representação das direções de escoamento de uma célula para uma das oito células vizinhas e na Figura 2.4 apresenta-se o esquema da numeração indicativa da referida direção do escoamento. A numeração utilizada justifica-se pelo o fato de o ArcView utilizar uma representação binária de armazenamento das informações.

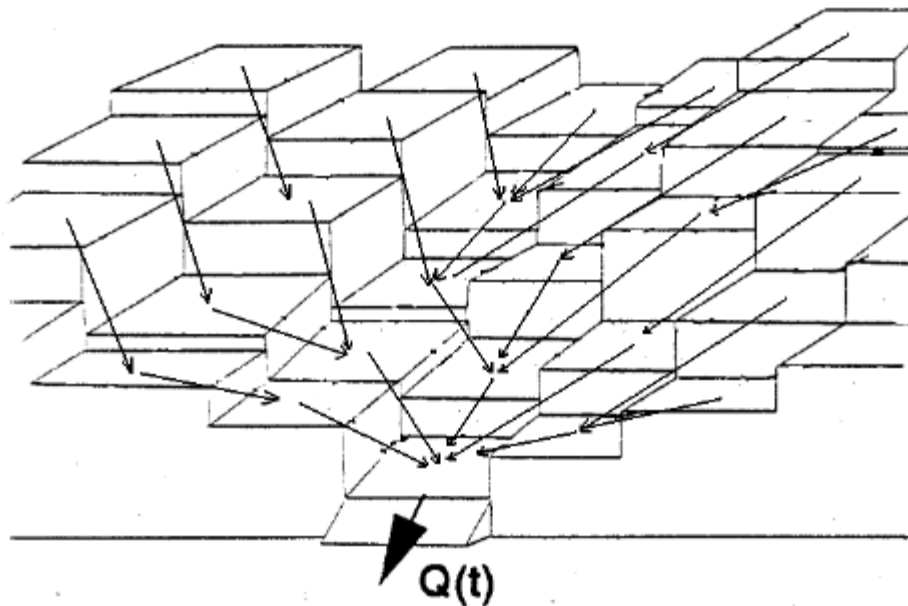


Figura 2.3 – Representação da direção do escoamento em uma bacia hidrográfica dividida em uma grade de elementos quadrados. Fonte: adaptada de JULIEN et al., (1995) *apud* SILVA (2002).

32	64	128
16		1
8	4	2

Figura 2.4 – Representação do esquema de numeração indicativa da direção de escoamento de uma célula para uma das oito células vizinhas.

Dentre os vários métodos existentes para identificar a rede de drenagem através de MDE, TRIBE (1992) apresentou uma revisão e um novo método para extrair e reconhecer os

vales e a rede de drenagem de uma superfície usando o MDE. Identificou dois problemas durante a delimitação da drenagem e a forma da ligação das linhas de drenagens como: o posicionamento e o fim da drenagem e a segmentação da direção da drenagem pelo MDE, em particular a segmentação e a direção da drenagem transversalmente plana e o fechamento de depressões no MDE. Apesar dos problemas encontrados pelo autor nesse estudo utilizando MDE, ele expõe algumas vantagens da extração automática de formas da terra, com o MDE, tais como: menos enfadonho, requer menos esforço, menos tempo, acarreta menos erros através do descuido, pode ser detectado erro de feições através da interpretação humana, permite comparação quantitativa e reaplicação dos resultados, tais vantagens também são apresentadas por (MARK, 1984). Outras informações que podem ser extraídas da bacia hidrográfica utilizando MDE são, por exemplo, as propriedades de drenagem: inclinação, comprimento e área. Mais detalhe sobre a obtenção dessas características de drenagem com MDE pode ser encontrado em (O'CALLAGHAN e MARK, 1984).

REED et al. (1995) utilizando MDE criado pela DMA (Defense Mapping Agency) e distribuído pela USGS (United States Geological Survey) determinaram os parâmetros de um modelo chuva-vazão, na região de Tulsa, Oklahoma, EUA. Os MDEs disponibilizados pela DMA foram gerados a partir de cartografia ou de pesquisa fotográfica. Na cartografia, os dados das características hipsográficas foram digitalizados a partir de mapas com escalas de 1: 24.000 até 1: 250. 000 e convenientemente processados em forma de matriz. A metodologia desse trabalho é baseada em três passos: 1) processamento do MDE – para delinear rios, bacias hidrográficas e computar vazões de longo período; 2) geração de células para o modelo HRAP (Hydrologic Rainfall Analysis Project) e definir apropriadamente suas posições geográficas relativas aos rios e bacias hidrográficas e 3) incorporar os dados de MDE às células do HRAP para determinar a área contribuinte e a distância média de cada célula HRAP até a saída da bacia hidrográfica. Os resultados apresentados pelo modelo, nas estimativas da precipitação horária, com resolução espacial de aproximadamente 4 x 4 km, foram considerados ótimos.

Os processamentos efetuados nos MDE geralmente são feitos em plataformas SIGs. Essa tecnologia SIG tem tido um enorme impacto em virtualmente todos os campos que gerenciam e analisam dados espacialmente distribuídos. Para aqueles que não estão

familiarizados com a tecnologia é fácil de vê-la como uma “caixa mágica”. A velocidade, consistência e precisão com a qual ela opera é realmente impressionante e é difícil resistir à sua forte característica gráfica. Entretanto, para analistas experimentados, a filosofia de SIG é muito diferente, pois com a experiência o SIG torna-se uma simples extensão do pensamento analítico. O sistema não tem respostas inerentes, apenas àquelas do analista. É somente uma ferramenta, assim como estatística é uma ferramenta. É uma ferramenta para pensar.

Investir em SIG requer mais que um investimento em hardware e software. De fato, em muitos momentos este é o último item a se pensar. A maioria das pessoas lembra também que um investimento substancial necessita ser direcionado para o desenvolvimento da base de dados. Entretanto, um dos investimentos menos considerados, embora dos mais importantes, relaciona-se aos analistas que irão usar o sistema. O sistema e o analista não podem ser separados – um é simplesmente uma extensão para o outro. Além disso, o processo de incorporação de um SIG em uma instituição requer um investimento em educação e treinamento em longo prazo e envolvendo toda a organização.

Segundo EASTMAN (1998) um SIG é um sistema auxiliado por computador para a aquisição, armazenamento, análise e visualização de dados geográficos. Atualmente uma variedade de ferramentas de software está disponível para auxiliar nesta atividade, muita das quais definem a si próprio como um SIG. Entretanto, elas podem diferir significativamente uma das outras, em parte pela maneira como representam e trabalham com dados geográficos, em parte pela ênfase dada a várias operações.

Um SIG possui em geral as seguintes componentes: sistema de visualização cartográfica, sistema de digitalização de mapas, sistema de gerenciamento de banco de dados, sistema de análise geográfica, sistema de processamento de imagens, sistema de análise estatística e sistema de apoio à tomada de decisão.

Utilizando SIG, GARBRECHT & MARTZ (1999) visualizaram as saídas do programa de parametrização topográfica, denominado TOPAZ (TOPography PArametriZation). A parametrização topográfica pelo o TOPAZ compreende medidas de várias propriedades paramétricas do “raster” como derivações da rede de drenagem e translado em canais de sub-bacias. No “raster” são também armazenados os parâmetros espaciais, como elevações retificadas, inclinação de superfície do solo, aspectos do terreno, padrão e rede de drenagem e

os limites de sub-bacias. Essas informações podem ser visualizadas por software externo apropriados, como por exemplo: Idrisi, ARC/INFO, ARC/GIS, etc.

Em forma de matriz, por outro lado, são armazenados os parâmetros que descrevem características específicas da superfície do solo, como a geometria de canais ou de sub-bacias. Exemplos de parâmetros de rede de drenagem incluem: ordem e comprimento de canais, áreas de sub-bacias, densidade de drenagem, parâmetros para composição dessa rede e inclinação da área de drenagem.

MILLIARESIS & ARGIALAS (1999) também utilizando SIG extraíram as feições fisiográficas da bacia Great, no sudeste dos Estados Unidos. Os autores fizeram uso de modelos digitais de elevação com resolução de aproximadamente um quilômetro, distribuídos pela GTOPO30. Eles mostraram que as informações fisiográficas apresentam grande utilidade em análise regional da geologia e geomorfologia. Já SEYFRIED et al. (2001) extraíram as características da topografia, da vegetação, do solo, da geologia em uma bacia experimental em Idaho, nos Estados Unidos. Os objetivos dos autores eram obter uma base de dados geográficos de cobertura espacial que suprisse as necessidades dos dados pontuais. Com isso, os autores pretendiam mostrar que a cobertura espacial melhoraria o monitoramento em bacias. Para tanto, utilizaram modelo digital de elevação e imagens de satélite. Segundo os autores esses dados podem ser usados em diversas aplicações e, principalmente, serviram para relatar as propriedades da terra e parametrizar os modelos hidrológicos distribuídos.

2.7 – Uso de Sistemas de Informações Geográficas em estudos hidrológicos

Um modelo hidrológico para previsão do escoamento superficial e do caminho deste até atingir um canal requer a incorporação de ferramentas de Sistemas de Informações Geográficas - SIGs. Recentemente, vários pesquisadores se propuseram a modelar os processos de precipitação-escoamento utilizando recursos disponíveis no SIG, que já provou ser uma ferramenta eficiente para analisar a representação da variabilidade espacial dos fatores que interferem na modelagem hidrológica e na qualidade de água, (KIN & STEENHUS, 2001).

O desenvolvimento de técnicas de SIG integrado a modelos hidrológicos fornece uma técnica poderosa que permite entender, visualizar e analisar processos hidrológicos. Modelos hidrológicos que possuem componentes espaciais podem se beneficiar do uso de SIGs.

A utilização de técnicas de geoprocessamento constitui-se em instrumento de grande potencial para o estabelecimento de programas integrados de conservação do solo e da água. Neste contexto, os SIGs se inserem como uma ferramenta que tem a capacidade de manipular as funções que representam os processos ambientais em diversas regiões de uma forma simples e eficiente, permitindo uma economia de recursos e de tempo. De acordo com SAVABI et al. (1995), uma das maiores vantagens da integração de SIGs com modelos hidrológicos é a capacidade dos SIGs em permitir a obtenção de mapas temáticos de acordo com o interesse do usuário. Isto permite ao usuário obter mapas que podem ser usados como dados de entrada em modelos hidrológicos.

Três artigos recentemente publicados por ARNELL (1995), LULLWITZ & HELBIG (1995) e CHURCH et al. (1995), descrevem estudos de cartografia de escoamento superficial. Todos usam um Sistema de Informação Geográfica (SIG) com dados espaciais em escalas regional ou continental.

De acordo com TUCCI (1998) o uso de Sistemas de Informações Geográficas e de Sensoriamento Remoto tem composto a estrutura de alguns modelos visando à obtenção de informações físicas e climáticas das bacias. Os modelos DTM (Digital Terrain Model) ajustam os pontos altimétricos a uma superfície que representa a morfologia do terreno. Com base no DTM e no SIG é possível calcular características tais como: área, comprimento e declividade de rio para os módulos de discretização. O SIG estima, com base nas camadas de solo, cobertura, uso do solo e outras características físicas os parâmetros do modelo hidrológico.

PELLEGRINO (1999) também fez uso de SIG para extrair, automaticamente, a rede de drenagem em uma região do Polígono das Secas no nordeste do Brasil. A metodologia empregada fez uso de um modelo numérico de elevação, gerada por interferometria SAR (Synthetic Aperture Radar) representado em modelo de grade regular retangular. O algoritmo dessa metodologia extrai a rede em duas fases principais: definição dos fluxos de rede, que usa apenas um fator K_t ($K_t=3$ até $K_t = 6$) relacionado ao detalhamento da rede, e eliminação de

artefatos indesejáveis, como por exemplo ‘loops’ gerados na fase anterior. Um complemento é usado para tratamento de depressões que, normalmente, não aparecem no relevo real. A visualização dos resultados foi apresentada sobrepondo a rede de drenagem a uma imagem original, sendo que foi gerado um resultado para cada fator Kt.

NUNES et al. (2000) apresentaram um programa para tratamento de dados georeferenciados, utilizando um Sistema de Informação Geográfica (SIG) em pequenas bacias hidrográficas, avaliando as interações deste sistema com a cartografia e o Sensoriamento Remoto. O objetivo deles foi o de desenvolver metodologias de monitoramento e processamento de dados, visando à obtenção de informações que permitam dar sustentação às atividades de planejamento e gerenciamento de recursos hídricos. Nesse trabalho, os autores fizeram o estudo do potencial de erosão da sub-bacia do ribeirão dos Motas, em Guaratinguetá-SP. Utilizando as técnicas de geoprocessamento se elaboraram mapas de potencial natural de erosão, cartas de vulnerabilidade à erosão e mapas de aptidão à urbanização.

GHEITH & SULTAN (2002) construíram um modelo hidrológico para estimar a vazão e a recarga do aquífero em uma área desértica no leste do Egito. Para identificar os tipos de solo, eles utilizaram imagens do Landsat - TM e para identificar a drenagem da bacia hidrográfica, usaram um MDE. Os dados utilizados nesse estudo partiram da criação de mosaicos que cobrem a área de interesse. 1) mosaico digital do terreno, com 12 DTED cada um deles cobrindo 1° de latitude x 1° de longitude. 2) mosaico com seis mapas geológicos com cobertura de 2° de latitude x 3° de longitude. 3) mosaico com 11 cenas do Landsat-TM, com cobertura de aproximadamente $185 \times 185 \text{ Km}^2$, com resolução espacial de 30 metros e 4) mosaico parcial com seis cartas topográficas do terreno, na escala de 1: 100.000. Os conjuntos de dados foram originados em varias projeções: o DTED em UTM-WGS84, o mapa geológico em UTM-WGS72, as cenas do Landsat TM em projeção SOM (Space Oblique Mercator) e as cartas topográficas do terreno em Transverse Mercator. Para desenvolvimento, validação e aplicação do modelo, esse conjunto de dados foi co-registrado, usando como referencial o mosaico digital geológico em UTM-WGS84. Esse mosaico digital geológico foi selecionado como referência por existir dois conjuntos de dados nessa projeção, o DTED e o mosaico

geológico, em projeção UTM. Os dados DTED não foram usados como referência porque a natureza dos dados provém de simples identificação de pontos de controle.

A bacia hidrográfica foi delimitada através de um DTED de 3 arc-segundos (aproximadamente 90 metros). Os dados digitais de elevação do terreno foram exportados em formato MDE usando o software NIMAMUSE 2.1. A geração do mosaico DTED foi usada para gerar os dados de elevação. O programa de parametrização topográfica (TOPAZ), de autoria de GARBRECHT & MARTZ (2000), foi usado para identificar os rios e as depressões. A elevação de cada célula foi comparada com a célula vizinha e a direção do fluxo foi assumida ser na direção da célula com menor elevação. O modelo hidrológico foi realizado em um programa de sistema de informação geográfica, que permitiu a integração de informações espaciais como: análise de sensoriamento remoto, dados meteorológicos, dados geológicos, DTED e dados de campo.

2.8 – Ocorrências de El Niño, La Niña

Há aproximadamente um século as investigações meteorológicas sobre o fenômeno Oscilação Sul (OS) e do El Niño ocorriam de forma independentes até o Professor J. Bjerknes, da Universidade da Califórnia, na cidade de Los Angeles, concluir que se tratava de dois aspectos de um mesmo fenômeno. Em 1969 o pesquisador propôs uma relação física entre as variações meteorológicas interanual sobre o Pacífico Tropical. Desde então ele introduziu, segundo PHILANDER (1990), o termo conhecido por circulação de Walker.

WALKER (1924) *apud* GALVÍNCIO (2000) identificou uma acentuada variação da pressão atmosférica entre as massas de ar localizadas nas faixas tropicais e subtropicais do Oceano Índico e do Oceano Pacífico. Essa variação indicava que, sempre que um sistema de baixa pressão (ciclone) estivesse atuando na região da Indonésia, mais precisamente na estação meteorológica de Darwin, um sistema de alta pressão (Anticiclone) era detectado a sudeste do Oceano Pacífico, na ilha da Páscoa em Tahiti. Ele observou que esses sistemas se invertiam entre uma região e outra e cada vez que esta inversão ocorria, ocasionava significativas mudanças de tempo em ambas as regiões. A estas variações de pressão, Walker

definiu como sendo o Índice de Oscilação Sul (IOS). Segundo MELLO (1997) a região da Indonésia e norte da Austrália caracterizam-se por baixas pressões, enquanto que, a região do Pacífico mais próxima da América do Sul é caracterizada por altas pressões. Essa configuração no campo da Pressão ao Nível do Mar - PNM favorece movimento ascendente de ar que se verifica na primeira região e movimento descendente na segunda. A grande quantidade de ar quente que sobe da região da Indonésia, área mais ativa em convecção, desloca-se para leste, nas altas camadas da atmosfera, onde se resfria, descendo, posteriormente, na região do Pacífico mais próxima da América do Sul. Encontrando-se nos níveis mais baixos, esse ar frio tende a se aquecer e deslocar rumo à Indonésia e norte da Austrália. Esse ciclo completo é um dos ramos da Célula de Walker como visto nas Figuras 2.5 e 2.6.

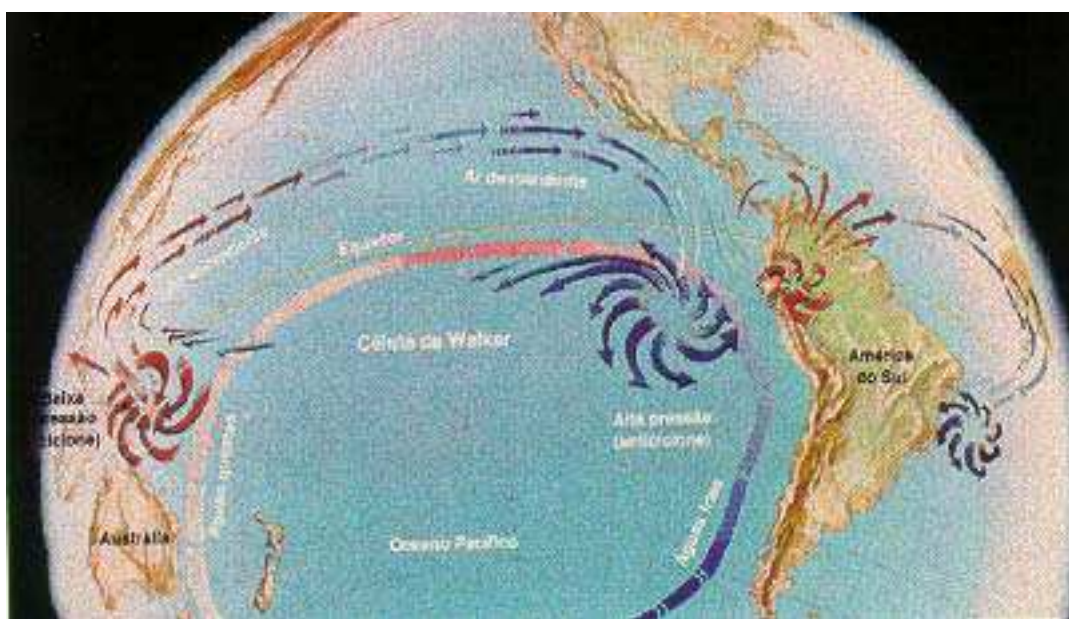


Figura 2.5 - Ilustração do comportamento da circulação atmosférica sobre a bacia do Oceano Pacífico numa situação de normalidade

Esse movimento de ar descendente forma um anticiclone, ou região de alta pressão, sobre o oceano, próximo a América do Sul, enquanto o movimento ascendente sobre a Indonésia induz vorticidade ciclônica. O deslocamento do ar da região de alta para a região de baixa constitui os ventos alísios. Ao se deslocarem, os ventos alísios de sudeste provocam uma diferença no nível da água entre a região oeste e a região leste do Pacífico, ou seja, eles

renovam as águas superficiais dos oceanos. Dessa forma, correntes mais frias chegam de latitudes subantárticas. A corrente marítima de Humboldt, que costeia a América do Sul, no sentido ascendente (sul-norte), passa a se chamar corrente equatorial e é desviada para oeste devido à ação da circulação anticiclônica. Na região de baixa pressão, essa mesma corrente volta a se resfriar completando o ciclo.



Figura 2.6 - Ilustração representativa do comportamento da circulação atmosférica sobre a bacia do Oceano Pacífico numa situação anômala

Em anos de El Niño, ocorre uma mudança de inclinação na “gangorra barométrica” de Walker, isto é, as pressões mais baixas na região da Indonésia e norte da Austrália tendem a aumentar, diminuindo o movimento ascendente, e, paralelamente, sobre a região do Pacífico, mais próxima da América do Sul, ocorre uma diminuição correspondente da pressão e conseqüentemente um aumento de movimento ascendente. Como resultado, os ventos alísios de sudeste enfraquecem, há redução da velocidade das correntes marítimas e diminuição do fenômeno da ressurgência na costa do Peru e Equador, provocando aumento da Temperatura da Superfície do Mar - TSM em toda a faixa equatorial do Pacífico.

Um deslocamento do ramo ascendente da Circulação de Walker para leste provoca convecção nas regiões próximas às costas do Peru e Equador que normalmente não ocorre. A

célula de Walker enfraquece e entra em funcionamento a célula de Hadley, a qual possui movimento norte-sul. Essa célula intensifica o jato subtropical que sopra da região do Pacífico ao sul do equador para o norte do Chile e sul do Brasil, causando bloqueios atmosféricos tais como àqueles das frentes frias, que permanecem estacionárias sobre a Região Sul do Brasil. Enquanto isso, o centro sul do Nordeste está sujeito a uma redução na precipitação cuja intensidade dependerá da intensidade das anomalias dos fenômenos acima descritos.

Em síntese, o movimento ascendente observado sobre o Pacífico Central Leste, na região de águas quentes, produz movimento subsidente em diversas regiões, incluindo o Nordeste do Brasil. Este movimento subsidente, assim como o bloqueio dos sistemas frontais, inibe a convecção e causa seca. Um exemplo disso é a seca severa observada em 1983, gerada por uma condição de El Niño bem definida, segundo SILVA (2000).

BJERKNES (1969) foi o primeiro a apoiar os estudos em imagens de satélite para os eventos atmosféricos ocorridos de 1957 a 1958, de 1963 a 1964, de 1985 a 1966 e demonstrar a vinculação entre o Índice de Oscilação Sul (IOS) e El Niño, estabelecendo a sigla ENOS (El Niño - Oscilação Sul). Em seguida definiu o papel fundamental das variações negativas e positivas das TSM na ocorrência de secas drásticas no Oeste do Pacífico e chuvas catastróficas no Pacífico Leste.

Segundo HANSEN (1989), cerca de um século atrás, navegadores descobriram, no porto de Paita, próximo à costa do Peru, uma corrente marítima aquecida e fluindo para o sul ao longo da costa, durante todos os meses de todos os verões no Hemisfério Sul. Devido a essa corrente aparecer sempre na época do Natal, esses navegadores a denominaram: “Corrente del Niño”. A ocorrência dessa corrente e seu aquecimento são altamente irregulares. Desse modo, em intervalos irregulares, ocorre uma intrusão de massa de água aquecida na região costeira do Peru, provocando mudança de clima, de quente para moderado e aumento da intensidade das chuvas no Peru.

Sabe-se hoje que o El Niño se caracteriza por um aquecimento anormal das águas do Pacífico tropical centro-leste. Esse aquecimento interfere na circulação atmosférica de grande escala e, em conseqüência, provoca mudanças nas condições climáticas de várias regiões continentais ao redor do planeta, devido a grande quantidade de energia envolvida no

processo. O fenômeno El Niño é cíclico, mas não possui um período regular, reaparecendo no intervalo de três a cinco anos. Alguns trabalhos baseados em análises de produção pesqueira e de dejetos de pássaros das Ilhas Galápagos mostraram que o fenômeno tem ocorrido há, pelo menos, 500 anos.

2.9 – Efeitos do El Niño e La Niña sobre o Nordeste do Brasil

O Nordeste do Brasil (NEB) é uma região problemática do ponto de vista climático. Na maior parte dessa região, a precipitação é escassa e apresenta flutuações interanual muito elevadas, não observadas em outros lugares na mesma faixa latitudinal. Climaticamente, a região Nordeste apresenta temperaturas elevadas, relativamente homogêneas, o ano todo. Mas essa homogeneidade térmica contrasta com a grande variabilidade espacial e temporal das chuvas. As causas de tais anomalias são intensamente investigadas e, vários são os fenômenos que atuam nessa Região, dentre outros podem ser citado o El Niño, que tem forte influência no clima do NEB.

ARAGÃO (1990) afirmou que existe uma grande probabilidade de ocorrerem secas no NEB. Essa ocorrência está associada, em 70% dos casos, aos episódios do El Niño moderados a forte. A influência desse fenômeno é mais forte ao norte do NEB, Norte do Estado do Maranhão, no Estado do Piauí, do Ceará, do Rio Grande do Norte, de Pernambuco, da Paraíba e na região Norte da Bahia.

ALVES e REPELLI (1992) analisaram a influência do El Niño sobre várias sub-regiões do NEB. Na bacia do Oceano Atlântico, vários estudos, como por exemplo, HASTENRATH & HELLER (1977), MARKHAM & MC LAIN (1977), WARD & FOLLAND (1991), MOURA & SHUKLA (1981), SOUZA (1995) mostraram a relação da característica térmica do El Niño com a qualidade da estação chuvosa da Região Semi-árida do NEB. O modelo construído por ALVES & REPELLI (1992) teve como base o campo de anomalias de TSM do mês de janeiro como preditor, e o campo de anomalias de precipitação dos meses de fevereiro, março, abril e maio como preditando. Ambos os campos de anomalias foram pré - filtrados pela Função Ortogonal Empírica, a fim de eliminar os ruídos contidos nos

dados originais. O teste e significância do modelo foram executados usando o processo de validação cruzada proposto por STONE (1974) e EFRON (1983).

De posse de todas essas informações supracitadas, têm-se as condições necessárias para as escolhas das metodologias deste trabalho. Condensando esse embasamento teórico foram escolhidos os dez principais trabalhos e mais utilizados neste estudo. Esses trabalhos são os propostos por: GUTMAN & IGNATOV (1998), KARVONEN et al. (1999), EID & CAMPANA (1999), GARBRECHT & MARTZ (1999), CHAUBEY et al. (1999), GARBRECHT et al. (2000), JOTHITYANGKOON et al. (2001), SILVA (2002), MELO (2003) e MEDEIROS (2003).

Diante dos trabalhos citados neste Capítulo 2, percebeu-se que uma das maiores preocupações da humanidade está relacionada com a problemática dos recursos hídricos, em seu tema central, a escassez de água, onde a utilização racional desses recursos se tornou prioridade número um. Assim, para um efetivo planejamento e uso dos recursos hídricos de uma determinada bacia hidrográfica é essencial o conhecimento dos processos físicos que envolvem a bacia. Como visto nesse capítulo o gerenciamento dos recursos hídricos e o seu uso racional tem levado pesquisadores a associar as relações hidrometeorológicas com o uso de modelos de simulação e previsão. Ainda pode ser visto que a previsão de vazão é um dos principais desafios relacionados ao conhecimento integrado das características físicas da bacia, climatologia e hidrologia. De posse desses conhecimentos e visando satisfazer os objetivos deste estudo, escolheram-se os procedimentos e metodologias de caracterização fisiográfica e de balanço hídrico mostrados no próximo capítulo.

3.0 MATERIAL E MÉTODOS

Este capítulo apresenta as descrições da área de estudo, os dados pluviométricos e fluviométricos disponíveis, forma de organização desses dados, softwares utilizados e os métodos empregados. Os materiais e métodos apresentados nos itens de 3.2 a 3.8 serão utilizados para obter as informações necessárias para o desenvolvimento do balanço hídrico, objetivo principal deste trabalho. O item 3.9 apresenta a metodologia de balanço hídrico com base nos principais processos hidrológicos. O item 3.10 apresenta os critérios de avaliação do desenvolvimento do modelo.

3.1 - Região de estudo

3.1.1 – Localização

A bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa, mais conhecido como Açude Boqueirão, encontra-se geograficamente localizada no centro de uma região, cercada por uma cordilheira fragmentada. A contribuição do fluxo para Boqueirão vem principalmente, das sub-bacias do Alto Paraíba e do Taperoá. Os cursos de águas naturais que cortam a região em estudo e que beneficiam de alguma forma o solo e a produção agropecuária da região são os seguintes: Rio Paraíba, Riacho do Marinho Velho, Riacho da Perna, Riacho dos Canudos, Riacho da Ramada, Riacho da Relva e Riacho do Feijão. Atualmente, segundo o Plano Diretor do Estado da Paraíba, o açude Epitácio Pessoa tem capacidade para 450. 424.550 de metros cúbicos de água.

A Figura 3.1 apresenta a localização espacial da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa.

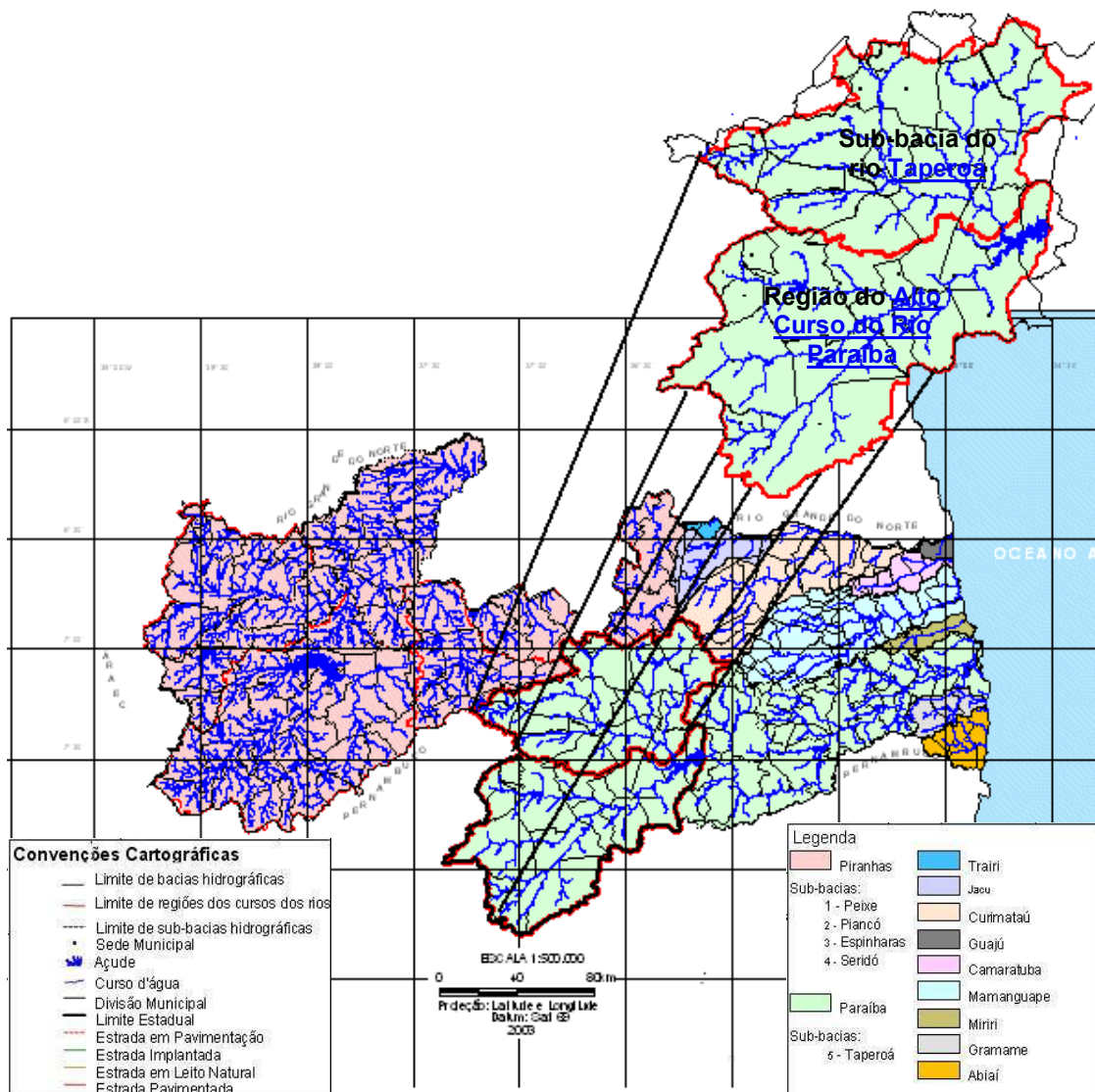


Figura 3.1 - Localização (área em destaque) espacial da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa - Fonte: Laboratório de Meteorologia e Sensoriamento Remoto da Paraíba

3.1.2 – Sub-bacia do Alto Paraíba

Situada na parte sudoeste do Planalto da Borborema, a região do Alto Paraíba localiza-se entre as latitudes $7,347^{\circ}$ e $8,303^{\circ}$ sul e entre as longitudes $36,128^{\circ}$ e $37,356^{\circ}$ Oeste de

Greenwich. Limita-se ao sul e a oeste com o Estado de Pernambuco, e ao norte com a bacia do rio Taperoá.

Nela estão inseridos, totais ou parcialmente, os municípios de Amparo, Barra de São Miguel, Boqueirão, Cabaceiras, Camalaú, Caraúbas, Congo, Coxixola, Monteiro, Ouro Velho, Prata, São Domingos do Cariri, São João do Cariri, São João do Tigre, São Sebastião do Umbuzeiro, Serra Branca, Sumé e Zabelê.

Drena uma área de 6.717,39 km² através dos rios contribuintes Monteiros e Umbuzeiro e do rio Paraíba, que é o principal; este por sua vez deságua no Oceano Atlântico, no município portuário de Cabedelo.

3.1.3 – Sub-bacia do rio Taperoá

A esta sub-bacia se situa na parte central do Estado da Paraíba, conformando-se sob as latitudes 6,863⁰ e 7,576⁰ sul e entre as longitudes 36,167⁰ e 37,023⁰ oeste. Limita-se com as sub-bacias do rio Espinharas e do rio Seridó a oeste, com a região do Alto Paraíba ao sul, com as bacias do Jacu e Curimataú ao norte e com a região do Médio Paraíba a leste.

No interior da sub-bacia, distribuem-se completa e parcialmente os municípios: Assunção, Barra de Santa Rosa, Boa Vista, Cabaceiras, Cacimbas, Desterro, Gurjão, Juazeirinho, Junco do Seridó, Livramento, Olivedos, Parari, Pocinhos, Salgadinho, Santo André, Serra Branca, São João do Cariri, São José dos Cordeiros, Seridó, Soledade, Taperoá, Teixeira e Tenório.

Seu principal rio é o Taperoá, de regime intermitente que nasce na Serra do Teixeira e desemboca no rio Paraíba, no açude de Boqueirão (açude Epitácio Pessoa). Drena uma área aproximada de 5.668,25 km². Recebe contribuições de cursos d'água como os rios São José dos Cordeiros, Floriano, Soledade e Boa Vista e dos rios riachos Carneiro, Mucuí e da Serra.

3.1.4 - Tipos de solo

A região da bacia em estudo é formada por rochas do período pré-cambriano. O tipo de solo predominante na região das sub-bacias do Taperoá e do Alto Paraíba é do tipo Bruno não-Cálcico de pouca espessura, que cobre todo cristalino existente na área de abrangência, com a

presença de Litólicos, Solonetz Solodizado, Regossolos e Cambissolos. Sob o ponto de vista taxionômico, a bacia apresenta uma associação de solos Litólicos, Solonetz Solodizado, Regossolos e Cambissolos e afloramentos. Os solos Litólicos predominam com relação aos outros, tornando a bacia quase que impermeável.

3.1.5 – O regime da chuva

Em muitas cidades da Europa, como por exemplo, Berlim e Paris, chovem por ano, em média 520 e 660 mm, respectivamente. Essa mesma quantidade precipita no semi-árido do Nordeste do Brasil, ou até menos, e ninguém fala de secas catastróficas nessas duas cidades. Dentre outros motivos, as diferenças são no processo evaporativo, que aqui é muito alto e na irregularidade temporal e espacial da precipitação. É esse processo que determina a quantidade de água que realmente estará à disposição das pessoas, dos animais e das plantas.

O semi-árido está situado próximo ao equador, com altas temperaturas durante o ano todo, ventos fortes e baixa umidade do ar. Tudo isto contribui para alta evaporação potencial. Caso as barragens e aguadas não sejam suficientemente profundas, certamente estarão vazias em poucos meses após o fim das chuvas. A porção de água da chuva que infiltra na terra e é absorvida pelos grumos do solo é, em parte, protegida da evaporação. Após semanas e até meses depois de uma chuva forte, as raízes das plantas podem obter a umidade necessária, lá embaixo da terra.

3.1.6 – Hidrografia

A bacia de Boqueirão pertence à grande bacia do rio Paraíba, um dos mais importantes do Estado. No que tange a hidrografia é pobre em seus amplos aspectos, de maneira que as condições hídricas são insuficientes para suprir o escoamento dos rios nos longos períodos de ausência de precipitação. Os rios e lagos do semi-árido são irregulares, de características intermitentes, onde a água superficial desaparece durante o período de estiagem. A paisagem dos rios e lagos temporários onde a presença da água superficial é mais constante apresenta um período de seca estacional bem marcada.

3.1.7 – Aspectos sócio-econômicos

Alguns aspectos gerais e de importância, que caracterizam a bacia são: a baixa produtividade de culturas, reduzidas opções de cultivos; baixa tecnologia utilizada em sementes, ausência de conservação do solo e de controle fitossanitário, baixo aproveitamento dos recursos naturais, limitada e irregular disponibilidade dos recursos hídricos e reduzida área de preservação natural, o que implica na perda da biodiversidade. Esses aspectos são de fundamental importância para assegurar a sobrevivência de famílias camponesas, num ambiente sujeito à seca. O semi-árido brasileiro, onde predomina a pecuária hiper-extensiva, o grande proprietário acumula reservas, quando as condições climáticas são favoráveis e, em caso contrário, transfere o rebanho para áreas mais amenas. Já os pequenos produtores praticam uma agricultura de subsistência que, no semi-árido paraibano, está representada por milho, mandioca, feijão e arroz. Essas culturas representam a principal fonte de renda e de alimentação para a comunidade rural.

3.2 – Material utilizado

Para realização de todas as tarefas deste estudo serão necessários os seguintes materiais: imagem de satélite Landsat TM-5 do dia 17 de outubro de 1999, órbita 215, ponto 65 adquiridas pelo INPE e cedidas pelo projeto de pesquisa “*Estudo da Degradação Ambiental e das Vulnerabilidades Agrícolas Frente aos Desastres ENOS no Semi-árido Paraibano*”, Processo CNPQ: 480480/01-0, coordenado pelo professor Marx Prestes Barbosa. Foram utilizados dados de elevação do terreno de aproximadamente um quilômetro e 90 metros.

O programa computacional TOPAZ (TOPographic PArameteriZation), escrito em linguagem FORTRAN 90, foi utilizado para extrair as características fisiográficas do terreno. A visualização dos resultados produzidos pelo TOPAZ foi feita com o software IDRISI 3.2. O TOPAZ é um pacote computacional desenvolvido pelo Departamento de Agricultura dos Estados Unidos – USDA que realiza análise de modelos digitais do terreno possibilitando o traçado de bacias, sub-bacias e da rede de drenagem (USDA, 1992). O TOPAZ tem como uma de suas

melhores características o tratamento de “Pits” e “Flats”, motivo pelo qual tem sido bastante utilizado em trabalhos de geoprocessamento.

A resolução vertical do TOPAZ é pertinente a resolução do MDE. O MDE utilizado nesta pesquisa foi composto de seis mosaicos em que cada mosaico cobria uma área de um grau de latitude e longitude, correspondendo aproximadamente a 110 quilômetros. Foi utilizado o software ERDAS 8.5 para efetuar o cálculo do NDVI e o software MICRODEM 7.0 para leitura dos dados obtidos de elevação.

A SUDENE e a Secretária Extraordinária do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e Minerais – SEMARH forneceram os totais anuais precipitados, mensais e diários de 23 postos, distribuídos na bacia em estudo, no período de 1973 a 1990. Da mesma forma, foram obtidos junto a SEMARH os totais anuais evaporados, através do “Programa de Monitoramento de Umidade do Solo”. Este modelo foi viabilizado em uma parceria entre o Governo do Estado e o CPTEC/INPE, sendo a SEMARH o órgão que disponibiliza em seu site o modelo estadual de umidade do solo.

Os dados fluviométricos disponíveis foram obtidos através da ANA - Agência Nacional de Água e o Departamento de Engenharia Civil da Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, no período de 1973 a 1990. Esses dados fluviométricos são séries de vazões naturais, ou seja, isentas de alterações provocadas pela construção de obras de aproveitamento de recursos hídricos. Essas séries são provenientes de um trabalho de consistência hidrológica coordenado pela ANA.

3.2.1 – Preparação para entrada dos dados de elevação no TOPAZ

Utilizou-se da janela “Data Manipulation” e do comando “Export”, do software MICRODEM 7.0, para exportar os dados de elevação em formato ASCII. Isso foi feito para que o TOPAZ pudesse fazer a leitura desses dados.

3.2.2 – Preparação para entrada dos dados de precipitação no modelo de balanço hídrico

Os dados de entrada do modelo em escala anual são séries diárias formadas a partir das precipitações anuais. Ou seja, são formadas séries em que os dias de ocorrência de

precipitação são substituídos pelas chuvas de altura igual em todos os dias obtido do valor anual observado. Isso foi feito porque o nosso interesse foi o de analisar o comportamento do escoamento superficial interanual.

Os dados de entrada do modelo em escala mensal são séries diárias formadas a partir das alturas mensais de precipitação. Ou seja, é formada a série em que nos dias de ocorrência de precipitação, as precipitações são substituídas pelo total mensal precipitado dividido pelo número de dias de chuva daquele mês. Aqui, o nosso interesse foi o de analisar o comportamento do escoamento superficial intra-anual (médio mensal).

Como o modelo roda num intervalo de um dia, as entradas são valores diários mesmo na escala anual ou mensal. O modelo considera apenas os processos dominantes na escala do interesse, os valores totais anuais e mensais dos processos físicos foram conservados. Assim, para que a evapo-transpiração real a nível anual ou mensal seja conservada, o valor da precipitação foi distribuído igualmente entre os dias da chuva anual ou entre os dias da chuva mensal.

Os dados de entrada do modelo em escala diária são séries de precipitações diárias reais observadas.

3.3 – Procedimento de trabalho

Neste estudo o objetivo principal é o de gerar o volume do escoamento superficial de entrada no açude Epitácio Pessoa nos níveis anual, mensal e diário. Para este fim utilizou-se o balanço hídrico em diversas escalas de tempo como ferramenta principal. Os principais passos para o desenvolvimento deste trabalho são: (1) processamento dos dados de elevação, (2) obtenção das características físicas da bacia hidrográfica, usando o TOPAZ, (3) estimativa da fração de cobertura vegetal, usando imagem de satélite Landsat, (4) desenvolvimento do modelo hidrológico de balanço hídrico para as sub-bacias do rio Paraíba, em Caraúbas e do rio Taperoá, em Poço de Pedras, (5) aplicação do modelo hidrológico de balanço hídrico para gerar o escoamento superficial da bacia de Boqueirão nos níveis anual, mensal e diário.

3.4 – Programa TOPAZ e SIG

Os estudos hidrológicos têm recebido cada vez mais apoio de ferramentas computacionais, denominados Sistemas de Informações Geográficas (SIG), que podem representar e manipular dados espacialmente distribuídos e entidades geográficas da paisagem, por meio de informações georeferenciadas, a fim de descrever suas características e formas. Um modelo hidrológico espacial simula o fluxo de água de acordo com seus condicionantes, em uma região qualquer, utilizando a representação dessa região em um SIG. Dessa forma, simulam-se eventos, como de escassez de água, tendência de aumento ou diminuição do escoamento superficial que alimentam os reservatórios, dentre outros. Nesse estudo, foi utilizado o programa TOPAZ - versão 3.1 de autoria de GARBRECHT & MARTZ (2000), do USDA (United States Department of Agriculture), Grazinglands Research Laboratory, Oklahoma - USA.

O TOPAZ é um programa para análise digital e automática da topografia do terreno. O MDE é usado no TOPAZ para identificar medidas topográficas, definir drenagem da superfície, subdividir bacias hidrográficas, identificar a rede de drenagem e calcular os parâmetros representativos da bacia hidrográfica. Mas também, o objetivo do TOPAZ é o de dar suporte, principalmente, a modelos hidrológicos. Neste estudo, a escolha do TOPAZ se deu porque essa metodologia representa a topografia do terreno de forma econômica, rápida, e principalmente digital. As informações até então existentes e publicadas a respeito das características físicas da bacia aqui estudada, foram obtidas de forma manual ou digitalizadas. Essa técnica manual, além de trabalhosa, apresenta alto custo e, em alguns casos, para regiões sem mapas, essa metodologia pode ser inviável, seja por motivos econômicos, por falta de mão de obra disponível, ou seja, pelo tempo necessário para se obter a informação desejada. Neste caso o TOPAZ se apresenta como uma metodologia acessível, que pode ser utilizada com confiança razoável para fins de dar suporte a modelos hidrológicos. Além disso, essa informação, extraída de forma automática é uma importante função da distribuição de fluxo de água e energia da paisagem natural.

3.5 - Caracterização do relevo

Além do modelo TOPAZ utilizado para extrair as características fisiográficas foi utilizada neste estudo, para auxiliar nas análises dos resultados obtidos com o TOPAZ, a classificação da caracterização de relevo proposto por LEPSCH.

A declividade dos terrenos de uma bacia hidrográfica controla em boa parte a velocidade com que se dá o escoamento superficial, afetando, portanto, o tempo que leva a água da chuva para concentrar-se nos leitos fluviais que constituem a rede de drenagem. A magnitude do pico de enchente e a maior ou menor oportunidade de infiltração e susceptibilidade para erosão dos solos depende da rapidez com que ocorre o escoamento superficial sobre a bacia (VILLELA & MATOS, 1975).

A topografia do terreno, especialmente a declividade, o principal condicionador de sua capacidade de uso. Esse aspecto de caráter topográfico permite uma melhor definição do aproveitamento e manejo dos solos de interesse ao planejamento. As declividades são enquadradas dentro de determinados intervalos de inclinação, os quais definem as classes, sendo representadas por letras maiúsculas. Na caracterização das classes de declividades médias se adotou os limites rígidos, com adaptações, de modo a permitir um intervalo de confiabilidade, quanto ao uso agrícola, estabelecendo-se as seguintes classes:

Classe A - São áreas planas ou quase planas, onde o escoamento superficial ou enxurrada é muito lento. O declive do terreno não oferece nenhuma dificuldade ao uso de máquinas agrícolas e não existe erosão hídrica significativa, exceto, possivelmente, em vertentes, cujas rampas sejam muito longas e com solos altamente susceptíveis à erosão. Nessa classe, a exploração do solo pode ocorrer com culturas anuais, permanentes, pastagens e reflorestamento. No controle da erosão, recomendam-se cultivos em curvas de níveis. Para essa classe, a faixa de declividade média correspondente varia de 0 a 5%.

Classe B - Compreende áreas com declives suaves, nos quais, na maior parte dos solos, o escoamento superficial é lento ou médio. Os declives, nessa condição, não impedem ou dificultam o trabalho de qualquer tipo de máquina agrícola mais usual. Em alguns tipos de solos com esses declives, a erosão hídrica não oferece nenhum problema; em muitos deles, práticas simples de conservação são necessárias, enquanto que em solos muito erodíveis e com comprimentos de rampa muito longos, proteções com práticas complexas podem ser

necessárias, tais como sistema de terraços e faixas de retenção. Nesta classe se recomenda cultivos em nível, terraceamento ou sulcamento. A declividade média definida nessa classe insere-se na faixa de 5 a 10%.

Classe C - São áreas com superfícies inclinadas, geralmente em relevo ondulado, nas quais o escoamento superficial, para a maior parte dos solos, é médio ou rápido. O declive, normalmente não prejudica o uso de máquinas agrícolas. Em alguns casos, a erosão hídrica oferece poucos problemas ou então pode ser controlada com práticas simples; na maior parte das vezes, práticas complexas de conservação do solo são necessárias, para que terrenos com esses declives possam ser cultivadas intensivamente. Essa classe admite explorações com pastagens e reflorestamento, realizando controle da erosão como, terraceamento ou sulcamento. Aqui, a faixa de declividade média varia de 10 a 15%.

Classe D - Compreende áreas muito inclinadas em relevo colinosos, onde o escoamento superficial é rápido na maior parte dos solos. Não sendo os declives muito complexos, a maior parte das máquinas agrícolas pode ser usada, mas com dificuldades. Solos desta classe são facilmente erodíveis, exceto os permeáveis e não muito arenosos. Normalmente áreas com esses tipos de declives devem ser usadas para cultivos perenes, pastagens ou reflorestamento, utilizando-se terraceamento, patamares ou banquetas individuais. Essa classe enquadra-se na faixa de 15 a 20% de declividade média.

Classe E - Esta classe é constituída por zonas fortemente inclinadas, cujo escoamento superficial é muito rápido na maior parte dos solos. Somente as máquinas agrícolas especiais ou mais leves podem ser usadas e, assim mesmo com grandes limitações. Nesta classe não se recomenda exploração agrícola, mas preservação da flora e fauna, podendo ser exploradas racionalmente, com outras atividades. A faixa de declividade média determinada nessa classe insere-se entre 20 a 25%.

Classe F - As áreas que compõe esta classe são normalmente íngremes, em regiões montanhosas, onde praticamente nenhum tipo de máquina agrícola pode trafegar. O escoamento superficial é sempre muito rápido e, os solos, extremamente susceptíveis à erosão hídrica. Os solos com esta classe se prestam exclusivamente para preservação e conservação da flora e fauna. A faixa de declividade média determinada nessa classe é superior a 25%.

3.6 - Caracterização da vegetação

Para caracterização da vegetação foram utilizadas ferramentas SIG, através do software ERDAS. Essa caracterização foi obtida estimando o NDVI e a fração de cobertura vegetal para a bacia em estudo através do uso de imagens temáticas do satélite Landsat - TM 5.

3.6.1 - Fração vegetada

Segundo GUTMAN & IGNATOV (1998) a fração de vegetação pode ser calculada da seguinte forma:

$$Vfrac = \frac{NDVI - NDVI_0}{NDVI_{\infty} - NDVI_0} \quad (3.11)$$

em que $NDVI_0$ é o valor mínimo do índice de vegetação para a área em estudo, $NDVI_{\infty}$ é o valor máximo do índice da série utilizada e o $NDVI$ é o valor médio do índice de vegetação em cada ponto de grade.

3.7 – MODELO DE BALANÇO HÍDRICO

Para estimar ou gerar os valores de escoamento superficial na bacia do rio Paraíba, em Caraúbas, foi desenvolvido um modelo baseado na identificação e quantificação dos principais processos hidrológicos. Procedimento semelhante foi efetuado para bacia do Taperoá, em Poço de Pedras. O esquema do modelo utilizado aqui é semelhante ao proposto por JOTHITYANGKOON et al. (2001). As componentes do balanço hídrico foram estimadas em três escalas temporais: anual, mensal e diária. Escolheram-se as seções de Caraúbas e Poço de Pedras devido à disponibilidade de séries históricas recentes de vazões. Além disso, suas áreas de drenagem cobrem grande parte das áreas das sub-bacias do Alto Paraíba e Taperoá, respectivamente.

As informações obtidas pelo TOPAZ, tais como: inclinação das sub-bacias, comprimento de canais afluentes e subafluentes, divisão e áreas de sub-bacias, e a fração de

cobertura vegetal obtida com base em imagem de satélite Landsat TM-5, foram utilizadas no ajuste dos parâmetros do modelo de balanço hídrico.

A Figura 3.2 mostra a localização espacial dos postos fluviométrico de Caraúbas, Poço de Pedras e Boqueirão de Cabaceiras.

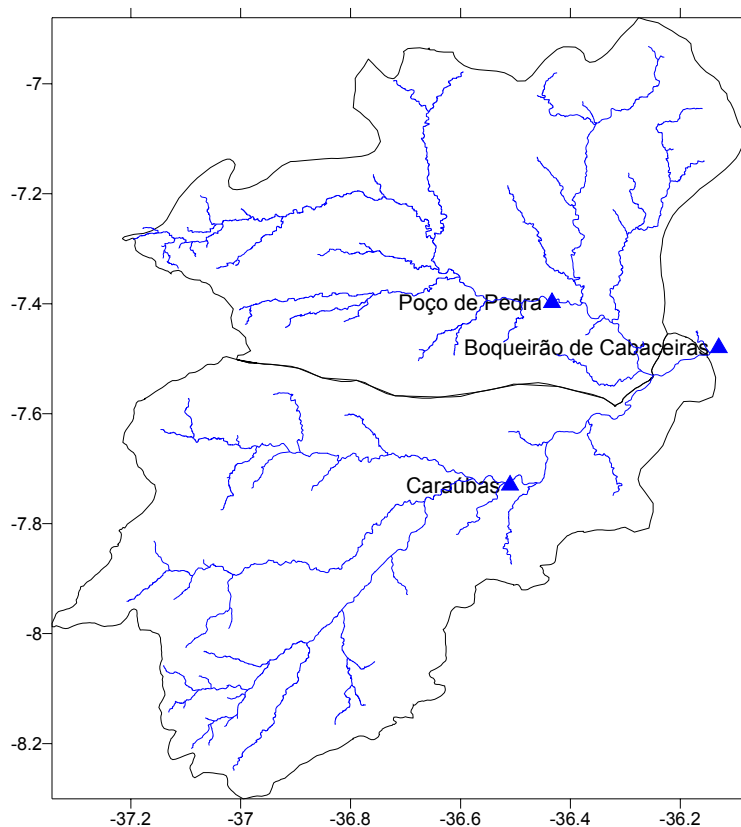


Figura 3.2 – Localização espacial dos postos fluviométricos

A Figura 3.3 mostra a localização espacial dos postos pluviométricos no âmbito da bacia hidrográfica em estudo.

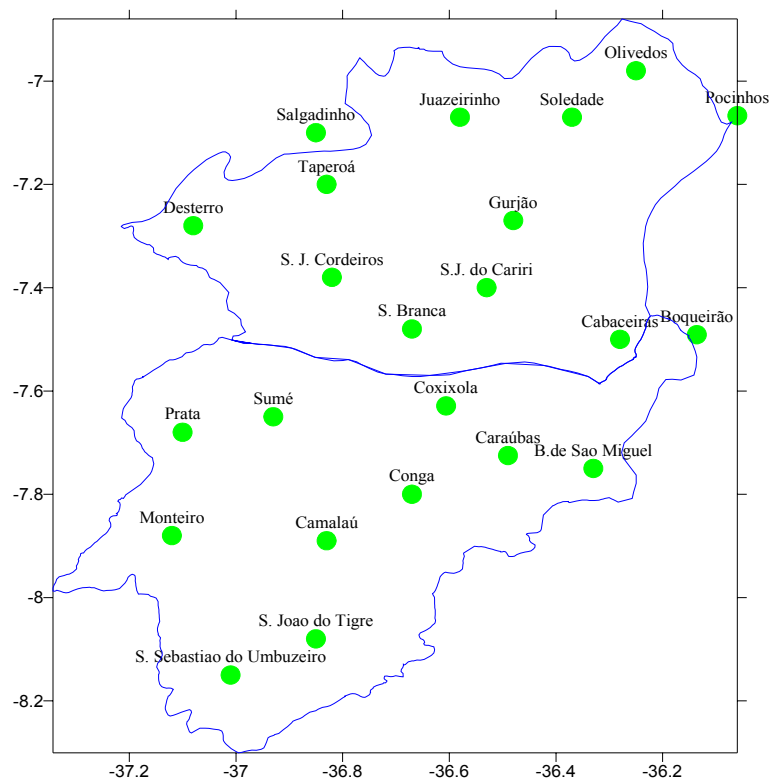


Figura 3.3 – Localização espacial dos postos pluviométrica

O modelo que será desenvolvido tem por objetivo estabelecer o balanço hídrico e a estimativa do escoamento superficial, considerando os processos de precipitação e evaporação potencial, levando em conta as influências das variações da profundidade do solo, as características fisiográficas e a cobertura vegetal.

3.7.1 – Metodologias utilizadas no desenvolvimento do modelo de balanço hídrico para as sub-bacias de Caraúbas e Poço de Pedras

O escoamento superficial sofre influência de diversos fatores que facilitam ou prejudicam a sua ocorrência. Esses fatores podem ser de natureza climática, relacionados à precipitação e evaporação, ou de natureza fisiográfica ligadas às características físicas da bacia. Aqui, se pretende desenvolver um modelo baseado no princípio de conservação de massa. Inicialmente, a variação da precipitação é tratada no modelo, visto que é um dos fatores climáticos mais importantes para o escoamento superficial. Em seguida, o escoamento foi separado em duas partes fundamentais: escoamento superficial e subsuperficial. Já a

evapotranspiração foi dividida em evaporação à superfície e em transpiração da planta. Esses processos físicos estão representados na Figura 3.4.

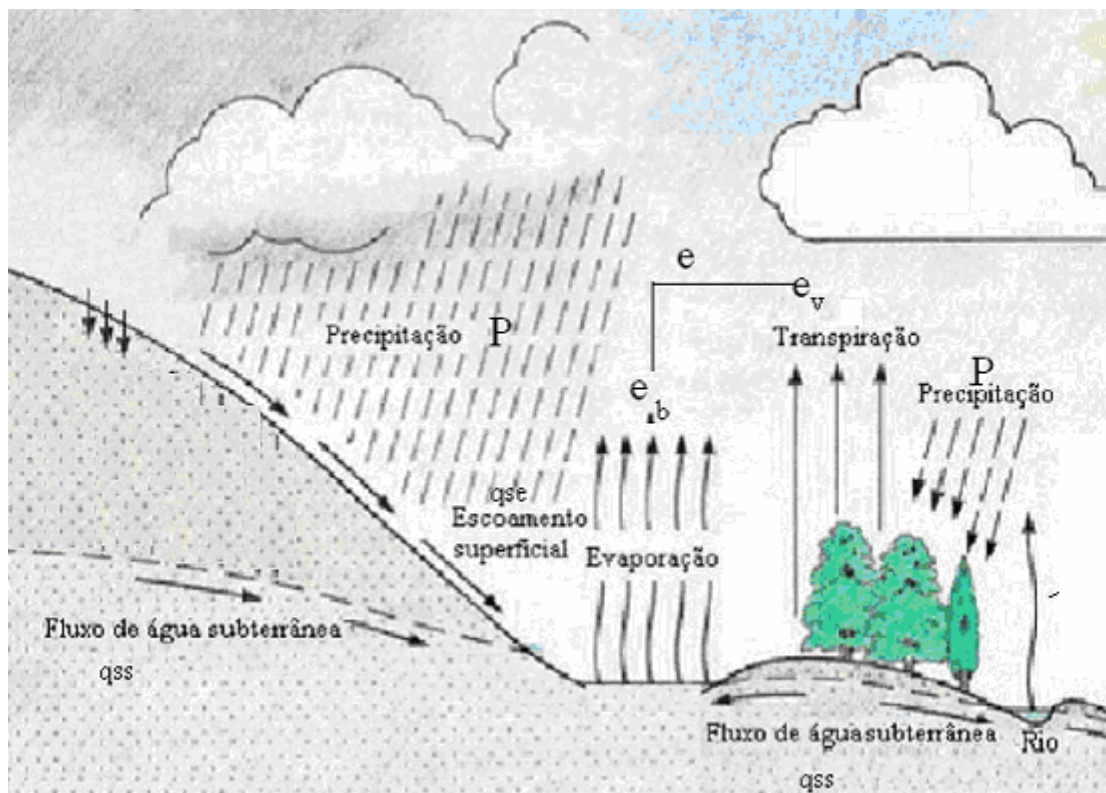


Figura 3.4 – Processos físicos utilizados no balanço hídrico

Toda metodologia utilizada no procedimento do desenvolvimento de balanço hídrico em três escalas de tempo pode ser visto a seguir:

3.7.2 - Formulação do modelo em escala anual

O modelo aqui desenvolvido permite a variabilidade de precipitação e evaporação potencial entre os anos e segue a mesma metodologia adotada por MANABE (1969), MILLY (1994) e JOTHITYANGKON et al. (2001). Inicialmente o modelo conceitualiza a resposta da bacia em termos de um único reservatório subterrâneo, com capacidade de armazenamento de água no solo finita. A intenção dessa escolha foi a de tentar representar o escoamento superficial com o mínimo de complexidade a fim de capturar a variabilidade interanual do escoamento superficial. A precipitação anual observada é dividida em evaporação e

escoamento superficial. Considera-se como perda a interceptação na cobertura vegetal, a evaporação e a transpiração extraída pelo sistema radicular da vegetação do reservatório subterrâneo. Considera-se que o escoamento superficial é gerado quando o armazenamento de água no reservatório subterrâneo excede sua capacidade.

Na primeira simulação é necessário especificar uma condição inicial da umidade do solo. Após várias iterações é assumido que o valor final do armazenamento de água no solo é igual ao valor inicial. Isso é feito devido o valor de umidade do solo inicial ou o volume de armazenamento de água no subsolo afetar os outros termos do balanço hídrico.

A estrutura do modelo em escala anual é a mais simples e foram avaliadas através de quatro cenários pré-escolhidos. O primeiro cenário considera toda bacia como um único reservatório, assumindo que a bacia é homogênea em termo de clima (precipitação média no interior da bacia) e com profundidade uniforme do solo (uma única profundidade do solo). O segundo cenário consiste em representar a bacia por múltiplos reservatórios subterrâneos independentes (a escolha dos reservatórios são feitos de acordo com os postos pluviométricos, ou seja, o posto pluviométrico representava um reservatório subterrâneo), neste caso, assume-se que os reservatórios possuem mesmas profundidades de solo, mas existem variabilidades na precipitação e evaporação potencial. Para a seção de Caraúbas foram considerados cinco reservatórios subterrâneos. No terceiro cenário, o modelo de múltiplo reservatório, é usado a variabilidade espacial do solo para o cômputo do balanço hídrico, desprezando-se a variabilidade espacial da precipitação e da evaporação. Devido às limitações de informações acerca de profundidade do solo, foram consideradas inicialmente quatro diferentes profundidades, 0,3; 0,5; 0,8 e 1,0 metro para representar a variabilidade vertical do solo da bacia. No quarto cenário, o modelo de múltiplo reservatório é usado para simular a variabilidade da precipitação espacial e temporal e da variabilidade vertical e espacial da profundidade do solo.

3.7.2.1 - Equação do balanço hídrico

A equação simplificada do balanço hídrico por unidade de área é dada por:

$$\frac{ds(t)}{dt} = p(t) - q_{se}(t) - e(t) \quad (3.12)$$

em que $p(t)$ é a intensidade de precipitação (mm), $q_{se}(t)$ é a taxa do escoamento superficial ou excesso de água após a saturação do solo, $e(t)$ é a taxa de evaporação (mm) e $\frac{ds(t)}{dt}$ é a variação do volume de água armazenado no solo. Os termos $q_{se}(t)$ e $e(t)$, apresentados na equação 3.12, são as saídas do reservatório subterrâneo e são descritos em função do armazenamento de água no solo $s(t)$.

$$q_{se} = (s - S_b) / \Delta t \quad se \quad s > S_b \quad (3.13 \text{ a})$$

$$q_{se} = 0 \quad se \quad s \leq S_b \quad (3.13 \text{ b})$$

$$e = \frac{s}{S_b} e_p \quad (3.14)$$

em que $S_b = D\phi$ é a capacidade de armazenamento de umidade do solo, sendo D a profundidade média do solo (mm), ϕ é a porosidade média (mm), e Δt é o intervalo de tempo, considerado um dia para todas as escalas temporais. Aplica-se o modelo do balanço hídrico, dado pelas equações (3.12), (3.13 a), (3.13 b) e (3.14), fazendo-se uso de séries históricas de totais anuais precipitados e evaporados.

3.7.2.2 – Os dados de entrada

Os dados de entrada necessários para o desenvolvimento do modelo de balanço hídrico anual são: profundidade (D) e porosidade (ϕ) do solo e as variáveis são precipitação (p) e evaporação potencial (e_p).

O modelo usa como entrada as séries históricas de precipitação e evaporação. A taxa precipitação para o ano é obtida da seguinte forma: dividem-se os totais anuais precipitados pelo número de dias com chuva daquele ano e, para obter-se a taxa de evaporação divide-se os

totais anuais evaporados pelo número de dias do ano. Assim no modelo anual todas as chuvas foram consideradas da mesma intensidade diária, resultando no mesmo total observado. Isso foi feito porque nessa escala o interesse foi o de avaliar o escoamento interanual. Foi assumido que a taxa de interceptação (i) seria de 10% da precipitação em todos os casos.

A avaliação do modelo em escala anual é feita em termos de probabilidade de excedência dos volumes do escoamento superficial através da comparação dos gráficos resultante dos valores de simulação pelo modelo e os valores observados.

As Figuras 4.11 e 4.27, no Capítulo 4, apresentam os resultados obtidos com essa escala e metodologia. A primeira para a sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas e a segunda para a sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras.

3.7.3 Formulação do modelo em escala mensal

Sem qualquer mudança no número de parâmetros ou na complexidade do modelo, os diferentes cenários, utilizados na escala de tempo anual, serão também considerados nesta escala mensal. Aqui a diferença é que a série de dados é formada pelo total mensal precipitado de cada mês dividido pelo número de dias com chuva do respectivo mês. Conforme as explicações dadas anteriormente, apesar de o modelo de balanço hídrico operar num intervalo diário, o objetivo foi conservar os valores anuais da chuva e da ETP real.

A avaliação do modelo na escala anual foi feita através da capacidade do modelo para reproduzir as probabilidades empíricas de excedência das vazões anuais observadas, o mais fiel possível. Nas Figuras 4.16 e 4.29, no Capítulo 4, podem ser visto os resultados obtidos para as sub-bacias do rio Paraíba, em Caraúbas e do Taperoá, em Poço de Pedras, respectivamente.

Na busca de solucionar os problemas de retardo e de sobreestimativa do escoamento, separou-se em duas partes fundamentais: escoamentos subsuperficial e superficial. Já a evapotranspiração foi separada em evaporação à superfície e transpiração da planta, como na equação 3.15. Esse procedimento refinará os processos físicos sobre a bacia.

3.7.3.1 Equação do balanço hídrico refinado mensal

A fim de tentar refinar as estimativas do balanço hídrico mensal é proposta a equação, dada por:

$$\frac{ds(t)}{dt} = p(t) - q_{ss}(t) - q_{se}(t) - e_b(t) - e_v(t) \quad (3.15)$$

em que q_{ss} é o escoamento subsuperficial, $e_b(t)$ é a taxa de evaporação no solo sem vegetação e $e_v(t)$ é a taxa de transpiração das plantas. O escoamento subsuperficial, na equação (3.15) é descrita em função do armazenamento de água no solo (s), como dado abaixo.

$$q_{ss} = \frac{s - s_f}{t_c} \quad se \quad s > s_f \quad (3.16a)$$

$$q_{ss} = 0 \quad se \quad s < s_f \quad (3.16b)$$

em que S_f é o armazenamento de água no solo, considerando uma dada capacidade de campo. Assume-se que $S_f = f_c D$. Em que f_c é a capacidade de campo predominante na bacia e D é a profundidade média do solo. A razão para o uso da capacidade de campo é que, freqüentemente, quando o conteúdo de umidade é menor do que a capacidade de campo, a força de capilaridade é maior do que a de gravidade, conseqüentemente a drenagem é retardada. O tempo de resposta do escoamento subsuperficial t_c é estimado com base na lei de Darcy, para representar de forma triangular, o aquífero subterrâneo numa superfície inclinada. Na estimativa de t_c assume-se que o gradiente hidráulico aproxima-se do ângulo da superfície do solo. Como dado na equação abaixo:

$$t_c = \frac{L\phi}{2K_s \tan \beta} \quad (3.17)$$

em que L é o comprimento médio do escoamento lateral, $\tan \beta$ é a declividade média da superfície, e K_s é a condutividade hidráulica média saturada.

A estimativa da evaporação no solo sem vegetação é dada por:

$$e_b = \frac{s}{t_e} \quad (3.18a)$$

$$t_e = \frac{S_b}{(1-M)e_p} \quad (3.18b)$$

em que t_e é uma escala temporal associada à evaporação do solo sem vegetação e dada pela equação (3.18b). M é a fração da cobertura vegetal da bacia, que varia de zero a um.

A estimativa da transpiração das plantas é dada pelas equações abaixo:

$$e_v = Mk_v e_p \quad se \quad s > s_f \quad (3.19a)$$

$$e_v = \frac{s}{t_g} \quad se \quad s < s_f \quad (3.19b)$$

$$t_g = \frac{s_f}{Mk_v e_p} \quad (3.20)$$

em que t_g é uma escala temporal associada à transpiração e k_v é a eficiência de transpiração das plantas, segundo EAGLESON (1978), k_v geralmente é igual a um.

O parâmetro M é usado para dividir a evaporação total em evaporação no solo sem vegetação e em transpiração das plantas. A evaporação no solo sem vegetação é uma proporção de e_p , que depende da relação de s e S_b . Quando s é maior do que S_b , a

transpiração é máxima e equivalente a e_p . Quando s é menor que S_f , a transpiração é dada por uma fração de e_p .

Como visto acima, na escala de tempo mensal separou-se a evaporação em superfície vegetada da do solo nu, uma vez que em escala mensal a evaporação pode ser muito diferente de mês para outro. Já para a escala de tempo anual esse procedimento não foi necessário visto que a cobertura vegetal no final de cada ano é praticamente a mesma e não altera o escoamento superficial total anual. O interesse neste procedimento foi conservar apenas a precipitação total mensal e ETP real mensal para verificar a variação do escoamento médio mensal entre os meses do ano ou a variação intra-anual.

3.7.3.2 Parâmetros do modelo

Os parâmetros para a escala mensal são classificados nas seguintes categorias: topográficos como D , ϕ , f_c , L , K_s e de vegetação como M , k_v .

Aqui, os resultados serão apresentados graficamente em forma série temporal com variabilidade intra-anual do escoamento superficial. As Figuras 4.17, 4.18, 4.19, 4.31, 4.32, 4.33 e 4.34, no Capítulo 4, mostram os resultados obtidos após o refinamento do modelo de balanço hídrico.

3.7.4 - Formulação do modelo em escala diária

Finalmente, sem qualquer mudança no número de parâmetros ou na complexidade do modelo, diferentes cenários, propostos para a escala de tempo mensal, foram também utilizados para estimar o escoamento superficial em escala diária. Os resultados serão apresentados graficamente em função da curva de duração da razão de escoamento. As Figuras 4.21, 4.22, 4.23, 4.36 e 4.37, no Capítulo 4, mostram os resultados obtidos nessa escala temporal com o modelo refinado.

Diante do exposto acima, percebe-se que as análises foram feitas em diferentes escalas: anual, mensal e diária. Isso porque o interesse foi o de analisar o escoamento superficial entre os anos (sem analisar os processos que interferem no escoamento superficial durante o ano), entre os meses (sem analisar os processos que interferem no escoamento superficial durante o

mês) e finalmente entre os dias (sem analisar os processos físicos que interferem no escoamento superficial durante do dia).

3.8 – Critérios de avaliação do modelo

Neste estudo foram utilizados dois critérios que pudessem promover uma seleção do melhor cenário. Desse modo, o primeiro critério adotado foi o de avaliação da resposta do modelo usando o coeficiente de Nash. O segundo critério consistiu em obter o quanto o modelo explica a variabilidade da vazão observada, através do coeficiente de determinação.

O coeficiente de eficiência de Nash - *NEC*, (NASH & SUTCLIFFE, 1990) é dado por:

$$NEC = \frac{\sum(Q_i - \bar{Q})^2 - \sum(Q_i - \hat{Q}_i)^2}{\sum(Q_i - \bar{Q})^2} \quad (3.21)$$

em que Q_i e \hat{Q}_i são as vazões observada e estimada. \bar{Q} é a vazão média observada.

O coeficiente de determinação é dado pelo o quadrado do coeficiente de correlação e estima a proporção de variação em comum entre duas variáveis.

3.9 – Análise de sensibilidade dos parâmetros de ajuste

Em geral a análise de sensibilidade é um processo essencial para entender como um modelo responde aos parâmetros de entrada. Em particular essa análise identifica o impacto que esses parâmetros causam nos resultados de um modelo. A análise de sensibilidade é executada quando se muda o valor de um parâmetro e mantém os restantes inalterados. Em seguida comparam-se os resultados decorrentes de possíveis alterações nos parâmetros de entrada.

A sensibilidade do modelo, aqui ajustado, aos parâmetros: interceptação pela cobertura vegetal, profundidade do solo, porosidade do solo e condutividade hidráulica foi realizada por análise de diferença comparativa. Essa análise foi efetuada na sub-bacia a montante da seção transversal de Caraúbas.

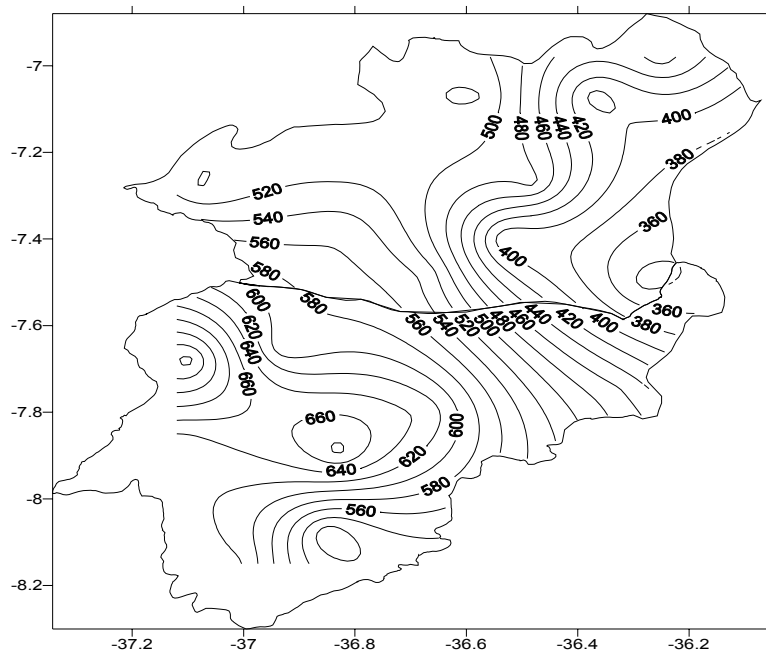
4.0 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são apresentados os resultados do balanço hídrico ajustado às sub-bacias que drenam para as seções transversais de Caraúbas e de Poço de Pedras. Aqui se considerou as variações da precipitação, das características fisiográficas, da cobertura vegetal e da variação da profundidade do solo.

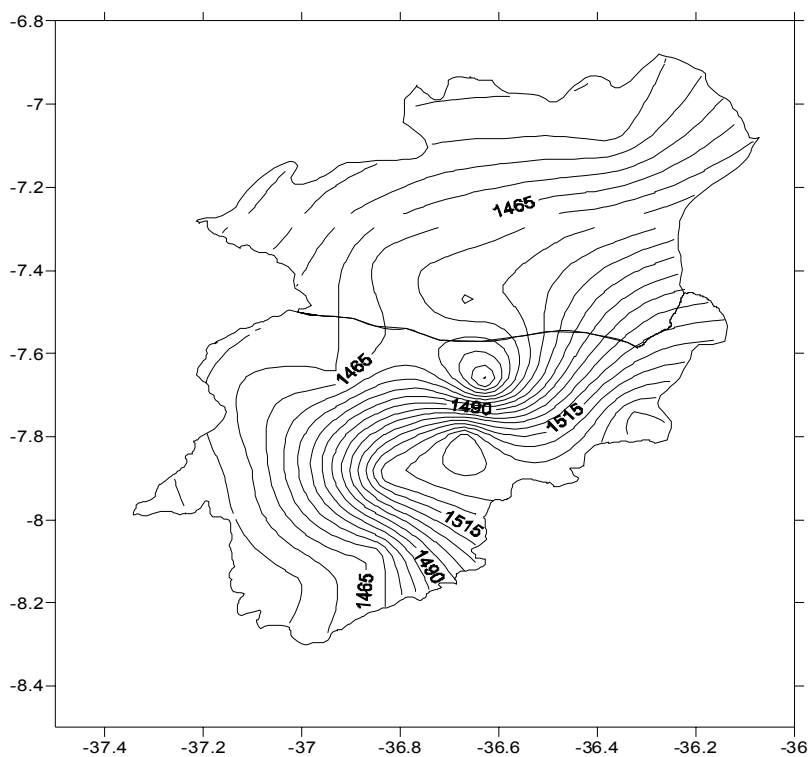
4.1 - Análise da climatologia e hidrologia

A Figura 4.1a mostra a variação da precipitação média anual e a 4.1b a evaporação média anual sobre a bacia hidrográfica em estudo. A precipitação decresce de 700 para 400 mm de sul para norte e de oeste para leste. Ao longo dos anos, a precipitação média anual é de 522 mm. A bacia em estudo possui um regime climatológico com baixa precipitação e alta evaporação. A evaporação média anual cresce de oeste para leste. Um dos motivos da ocorrência desse padrão é devido à região apresentar aumento de temperatura de oeste para leste. Outros fatores também podem estar contribuindo para esse padrão, como por exemplo, a pressão atmosférica e o vento, aqui não analisados.

A Figura 4.2 mostra a variabilidade espaço-temporal da precipitação média mensal em três diferentes postos pluviométricos no âmbito da bacia, (Figura 3.4). Na Figura 4.2 nota-se que os picos de precipitação ocorrem durante o período de fevereiro a maio. As condições climáticas pluviométricas da região apresentam-se em seu ciclo anual de um modo geral, com períodos definidos, sendo o mais longo seco e intercalado por um período de chuvas muito curto e irregular. A estação seca (ausência de chuvas), de um modo geral, estende-se em torno de oito meses do ano em períodos normais, ou às vezes mais longos em períodos de estiagem.



A



B

Figura 4.1 – Variação espacial da precipitação (a) e evaporação potencial (b) média anual sobre a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa

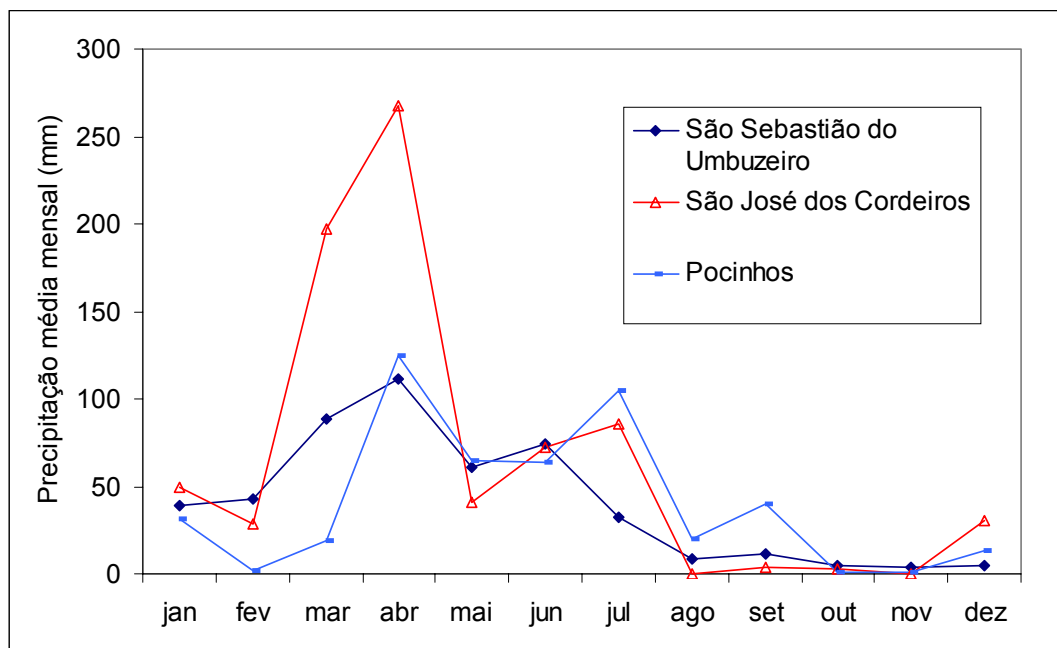


Figura 4.2 – Precipitação média mensal em três postos no âmbito da bacia do açude Epitácio Pessoa

4.2 - Caracterização fisiográfica da bacia em estudo

4.2.1 – Elevação, inclinação e aspectos

Com os dados de elevação foram gerados mapas da topografia da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa e áreas circunvizinhas, tanto na forma tridimensional (Figura 4.3) quanto no plano bidimensional (Figura 4.4). Esses dados, após processados, foram comparados com as cartas planialtimétricas disponibilizados pela SUDENE (1982), na escala de 1:100.000.

Os resultados evidenciaram alto grau de consistência e coincidência com os dados de altitude obtidos, na escala supracitada, da SUDENE. Ou seja, pode se verificar grande semelhança entre o traçado de isolinhas de altitude e a drenagem considerada oficial. Esses resultados validam as saídas do aplicativo TOPAZ, utilizado neste trabalho. A Figura 4.3 mostra a bacia hidrográfica em estudo em três dimensões, obtida com MDE de 90 metros e a Figura 4.4 mostra o contorno e a rede de drenagem da bacia em estudo.

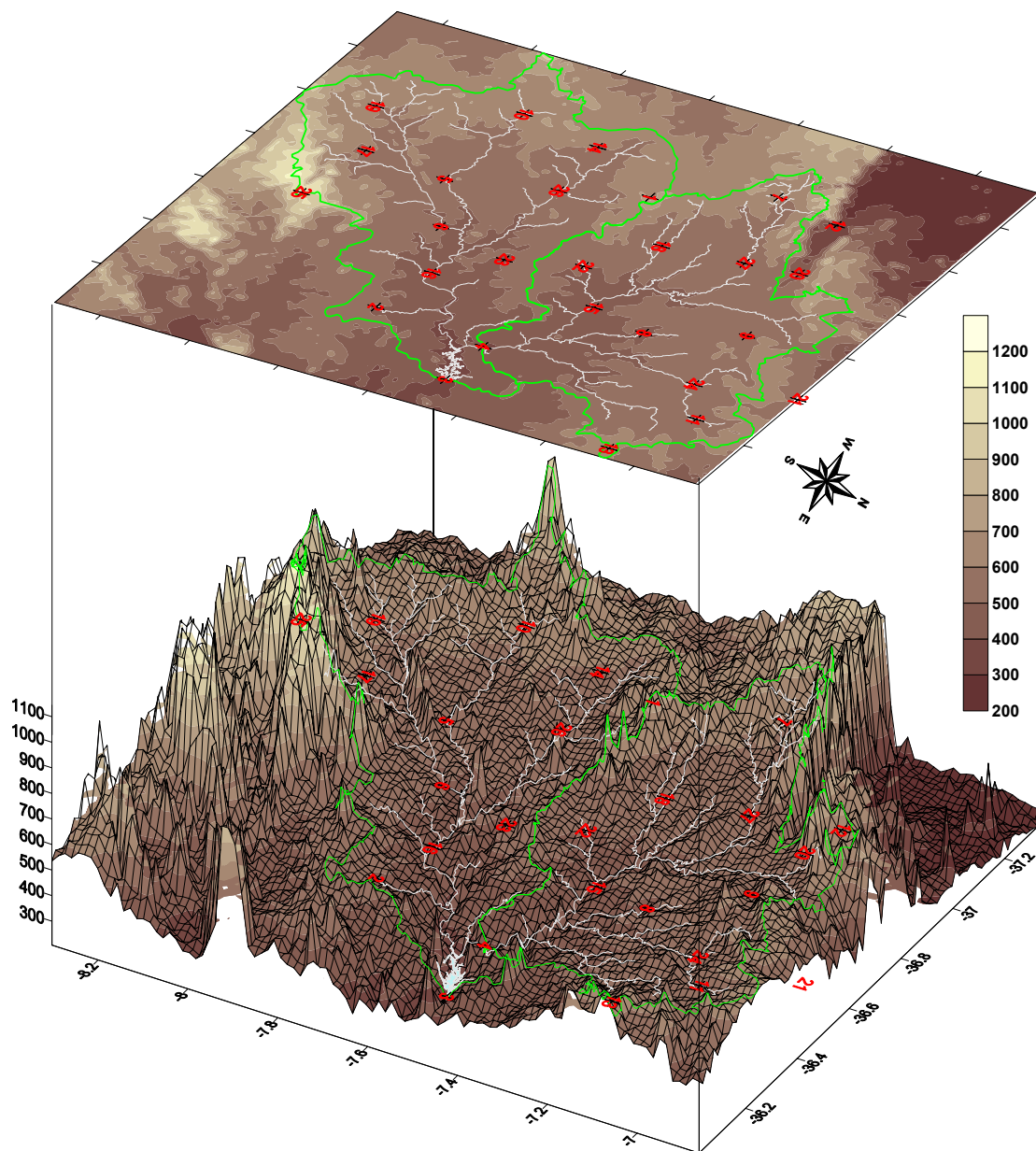


Figura 4.3 – Representação tridimensional da bacia hidrográfica em estudo

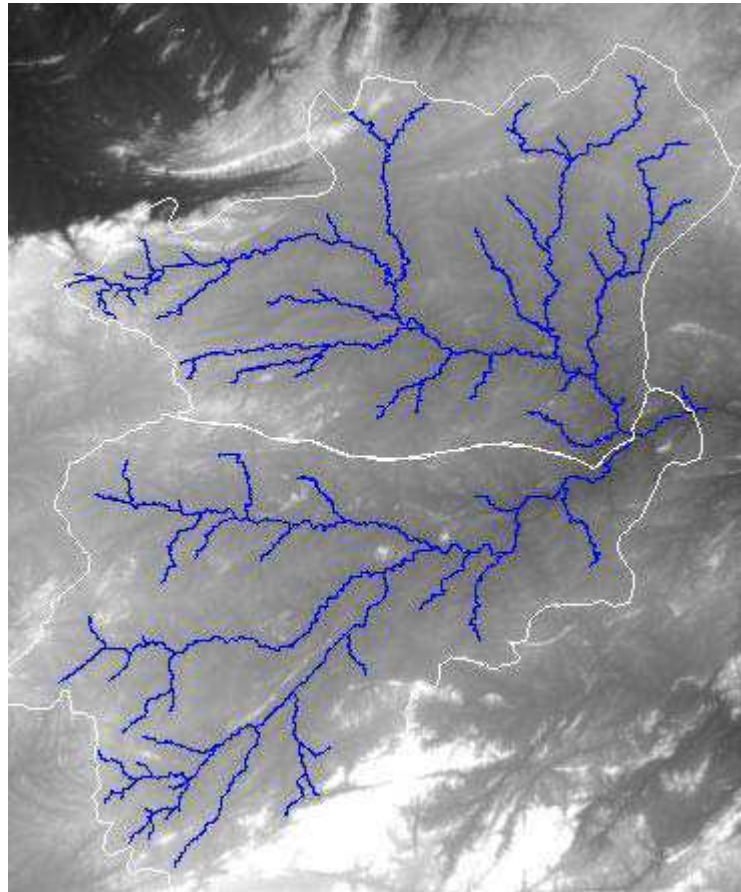


Figura 4.4 – Visualização espacial da rede de drenagem e contorno da bacia em estudo

O mapa topográfico caracteriza a região em áreas com declives suaves em grande parte do terreno, esse fato faz com que a velocidade do escoamento superficial seja baixa. Os declives nessas condições favorecem o trabalho de máquinas agrícolas. Em alguns tipos de solos com esses declives, especificamente o da bacia em estudo, o processo erosivo mais acentuado praticamente não ocorre.

As Figuras 4.5a e b mostram os aspectos da inclinação da região que contém a bacia. As legendas abaixo dessas figuras mostram a variação dos aspectos em graus, variando de zero a 360°. O norte é zero e os valores crescem positivamente no sentido horário. Nota-se predominâncias nas ocorrências do escoamento superficial nas direções de 300 a 360° e de 0 a 90°. A resolução do MDE afeta as estimativas do

valor da inclinação média do terreno. Análise semelhante pode ser encontrada em CHAUBEY et al. (1999).

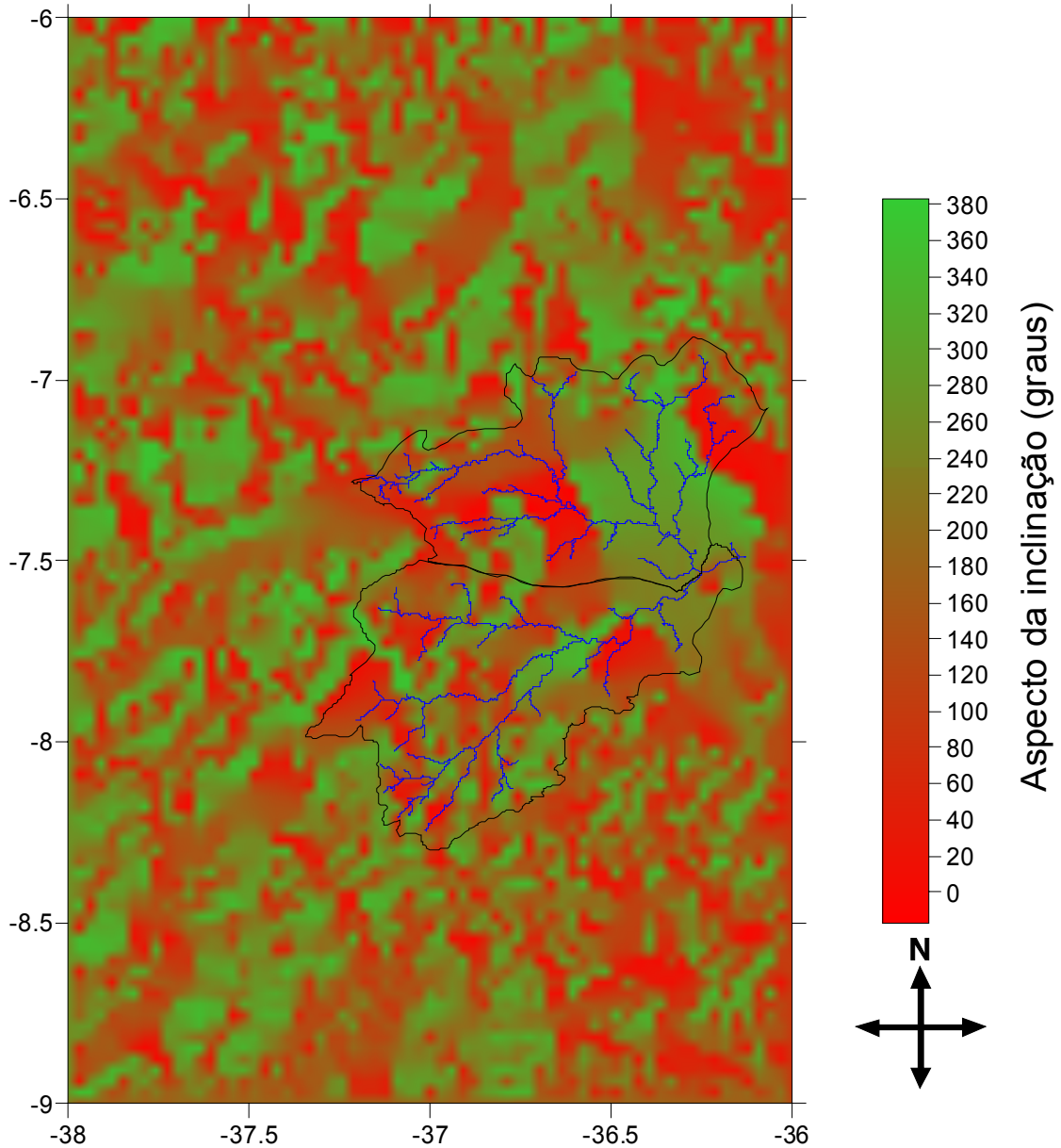


Figura 4.5a - Aspectos da inclinação da área que contém a bacia em estudo com MDE de resolução de um quilômetro

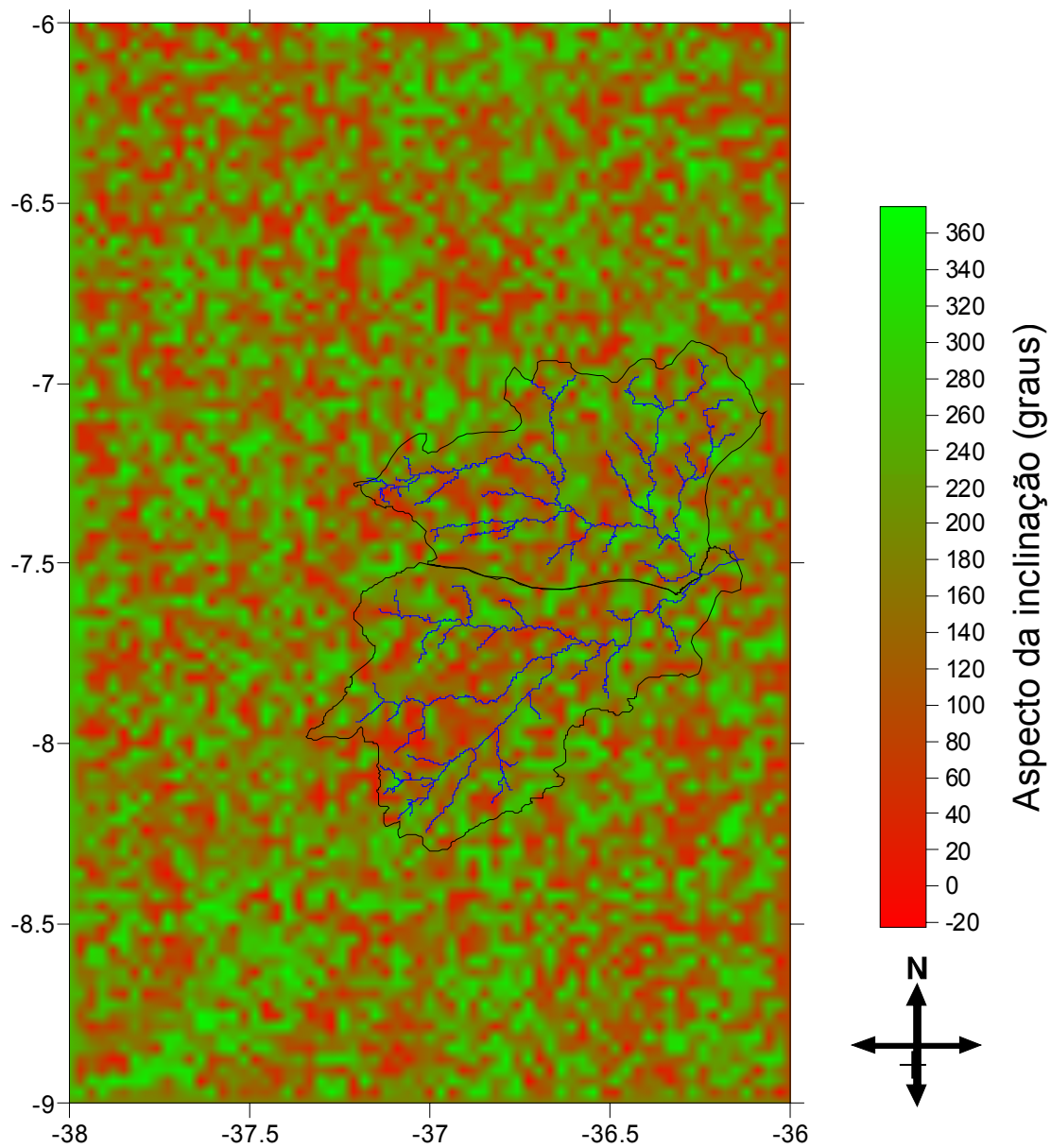


Figura 4.5b - Aspectos da inclinação da área que contém a bacia em estudo com MDE de resolução de 90 metros

4.2.2 – Delimitação da bacia, sub-bacias hidrográficas e rede de drenagem

A Figura 4.6 mostra a divisão da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa em 23 sub-bacias com áreas maiores ou iguais a 400 hectares, e comprimentos mínimo do rio de 50 km. Esse detalhamento de divisão em sub-bacias é uma das

vantagens do programa TOPAZ. O usuário escolhe a quantidade de sub-bacias de acordo com objetivos de um particular estudo. Faz-se jus o uso do TOPAZ nesse caso porque automaticamente têm-se todas as informações topográficas de cada sub-bacia, como por exemplo, inclinações, aspectos das inclinações, comprimentos dos rios principais, áreas de drenagens e as ordens dos canais. Além disso, o TOPAZ tem como uma de suas melhores características o tratamento de “Pits” e “Flats”, motivo pelo qual tem sido bastante utilizado em trabalhos de geoprocessamento.

Comparando a Figura 4.4 com a 4.6 nota-se que a característica geométrica da bacia não foi bem representada. Isso ocorre porque a micro-rede de drenagem, menor do que a resolução do MDE, não pode ser extraída pelo o programa TOPAZ.

A extração automática das sub-bacias é de grande importância para este estudo, apesar da característica geométrica de uma sub-bacia não poder ser estimada com precisão, quando o tamanho da sub-bacia é pequeno. Semelhante resultado pode ser visto em GARBRECHT & MARTZ (1999).

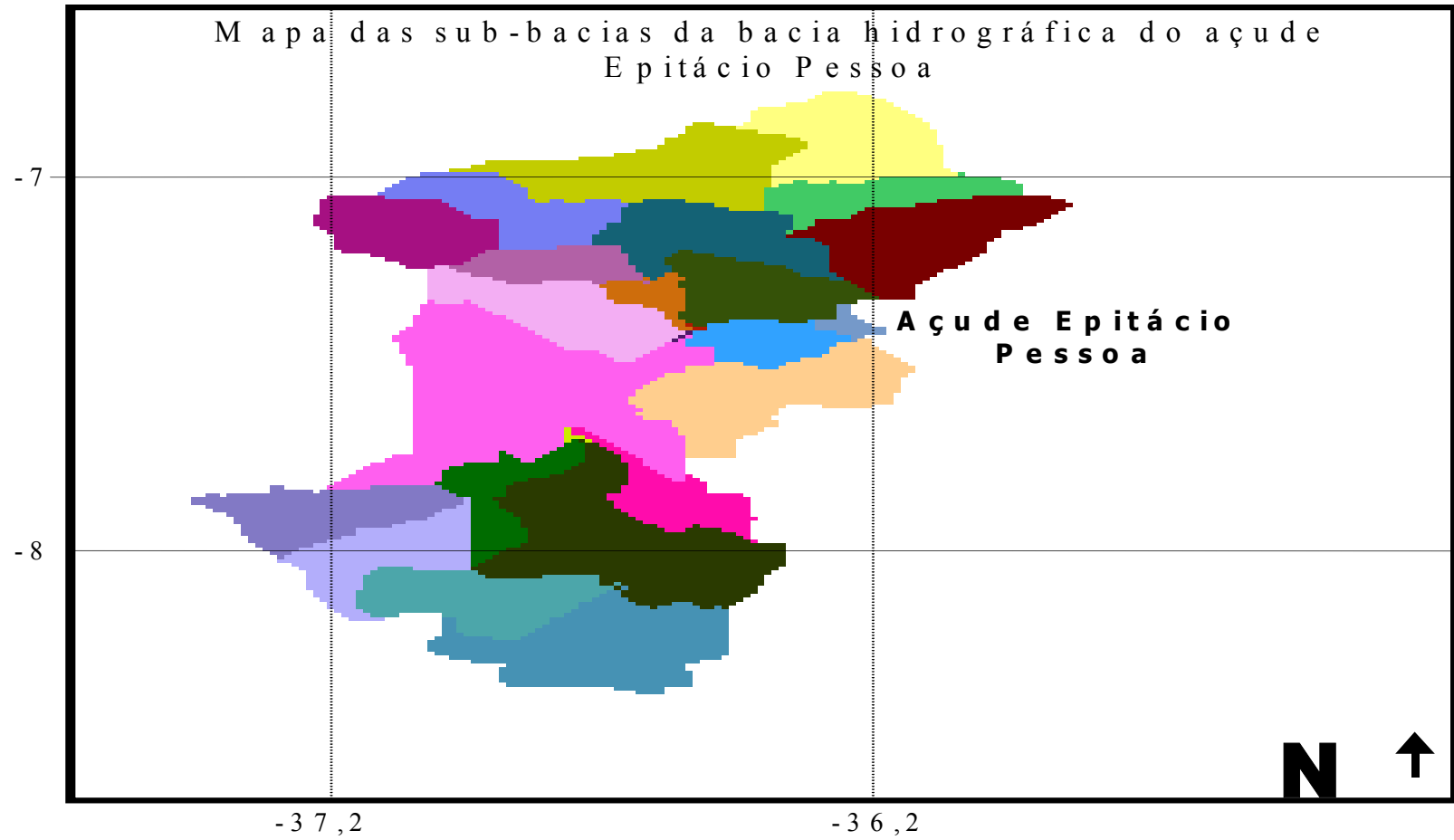


Figura 4.6 – Delimitações da bacia em estudo em sub-bacias

Antes da extração da rede de drenagem, que será apresentada na Figura 4.7 o MDE foi corrigido para retirar a presença de “sumidouros”, que revelam as imperfeições nos dados. Essa eliminação é necessária quando se deseja estimar as características físicas de uma bacia hidrográfica.

O programa TOPAZ extraiu em torno de 92% da área da bacia em estudo quando comparada com a área da bacia citada no Plano Diretor de Recursos Hídricos do Estado da Paraíba. O resultado aqui obtido para a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa é superior em termos percentuais ao obtido por EID & CAMPANA (1999) para a sub-bacia do rio Negro em São Felipe, com apoio de ferramentas SIGs. GARBRECHT & MARTZ (1993) em seu estudo obtiveram resultados com erro inferior a 5% da área de referência. Eles afirmaram que a resolução é um fator crucial para minimizar os erros.

A Tabela 4.1 apresenta as informações das áreas de drenagem das sub-bacias, comprimento do rio principal, seqüência de execução de extração das sub-bacias e a ordem do curso de água. A Tabela 4.2 mostra as informações das áreas de drenagem à montante, direita e esquerda das sub-bacias. A Tabela 4.3 mostra as distâncias dos centróides das sub-bacias ao rio e a Tabela 4.4 mostra as informações de inclinação das sub-bacias. Na Tabela 4.4 a inclinação média do terreno é definida como a maior inclinação do ponto sobre a superfície. Seu valor é estimado tomando-se a derivada de uma superfície matemática que se aproxima da superfície topográfica local, a inclinação do vetor de fluxo é dada pela média das inclinações de todos os fluxos e da sub-bacia e a inclinação global é definida pela diferença entre a elevação média da sub-bacia e o canal adjacente, dividida pelo comprimento médio do curso d'água. Essas informações foram utilizadas para computar o tempo de concentração com relação ao escoamento subsuperficial. No balanço hídrico utilizado, o tempo de fluxo subsuperficial é estimado com base na lei de Darcy, assumindo que o gradiente hidráulico pode ser aproximado pelo ângulo da superfície do solo, como mostrado no Capítulo 3. Adicionalmente, o MDE foi também utilizado para estimar a evaporação potencial média anual, precipitação média anual e disponibilidade hídrica média anual na área da bacia em estudo. Para a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa, o TOPAZ extraiu uma área de aproximadamente de 1.140.720 ha,

aproximadamente 11.407,20 km², o que equivale a 92% da área informada pelo Plano Diretor de Recursos Hídricos do Estado da Paraíba que é de 12.400,00 km². VERDIN & JENSON (1996) utilizando MDE com resolução de 90 metros extraiu 90% da sua área de estudo quando comparada com a área de referência. Nesse sentido, as informações aqui extraídas utilizando MDE, com resolução de aproximadamente um quilômetro pode ser considerada muito boa.

As vantagens das informações obtidas com o TOPAZ é que elas são obtidas de forma automática e que em alguns casos poderá evitar erros de manipulação do usuário quando comparado com o método manual, ou seja, mapas obtidos por mesas digitalizadoras. O problema encontrado quando se pretende trabalhar com métodos automáticos e com informações mais detalhadas sobre uma região qualquer é que, na maioria das vezes, não há computadores capazes de processar grandes quantidades de informações. A limitação da capacidade computacional neste estudo obrigou a se utilizar informações de MDE com resolução de 1000 metros, apesar da disponibilidade de informações de 90 metros. Mesmo assim, essas informações foram de grande valia para o modelo hidrológico.

As Tabelas 4.2, 4.3 e 4.4 apresentam as informações das áreas, inclinações e comprimento do canal de todos os afluentes e subafluentes das sub-bacias pertencentes ao Alto Paraíba, Taperoá, Caraúbas e Poço de Pedras. O TOPAZ extraiu uma área de 6690,1 km² para a sub-bacia do Alto Paraíba, em torno de 99% da área de drenagem informada pelo o Plano Diretor de Recursos Hídricos do Estado da Paraíba - PDRHPB. O TOPAZ identificou 12 sub-bacias pertencentes à bacia do Alto Paraíba com áreas maiores ou iguais a 400 hha e comprimentos do rio principal maiores ou iguais a 50 km. A sub-bacia Alto Paraíba possui uma inclinação média de 0,28 e comprimento médio da sub-bacia de 383 km. O programa TOPAZ obteve uma área de 4717,1 km² para a sub-bacia do Taperoá, que corresponde a uma área em torno de 83% informada pelo PDRHPB. A sub-bacia do Taperoá possui inclinação média de 0,30 e comprimento médio da sub-bacia de aproximadamente 377 km. Para a seção transversal em Caraúbas o TOPAZ extraiu uma área de 4781,5 km², cerca de 92% da área informada pelo PDRHPB. A sub-bacia da seção transversal em Caraúbas possui inclinação média de 0,31 e o comprimento médio da sub-bacia de

373 km. Para a seção transversal do rio Taperoá em Poço de Pedras o TOPAZ extraiu 92% da área informada pelo PDRHPB. A sub-bacia na seção transversal em Poço de Pedras possui inclinação de 0,35 e comprimento médio de 419 km.

As informações, contidas nas Tabelas 4.1 a 4.4, das características físicas da bacia do açude Epitácio Pessoa, das sub-bacias: Alto Paraíba, Taperoá, Caraúbas e Poço de Pedras foram extraídas utilizando o TOPAZ e visualizadas com as ferramentas SIGs. Parte dessas informações foi utilizada na modelagem hidrológica aqui desenvolvida. As informações adicionais, ainda contidas nas tabelas supracitadas, poderão servir para auxiliar em outros tipos de modelagem hidrológica.

Essas informações obtidas de forma automática pelo TOPAZ apresentam as seguintes vantagens, quando comparadas com aquelas consideradas oficiais: minimização de erros (por exemplo, o erro de um centímetro no processo de digitalização manual, corresponde a um quilômetro na escala real.), obtenção das características físicas, melhor detalhamento físico da bacia hidrográfica e transportabilidade de informações para plataforma SIG. Em termos de quantidade de informações é bem maior do que aquelas obtidas de forma manual. MILIARESIS & ARGIALAS (1999) efetuando a segmentação fisiográfica usando MDE, com resolução de um quilômetro, obteve resultados tão bons quanto os obtidos nesta pesquisa. Eles afirmaram que as informações das características fisiográficas são ótimos valores para aplicação da geologia e geomorfologia regional.

Tabela 4.1 – Comprimento do rio principal e área de drenagem das sub-bacias pertencentes à bacia do açude de Boqueirão

Índice do nó	Ordem do curso	Seqüência de execução	Comprimento do rio principal (km)	Área de drenagem a montante (km ²)	Área de drenagem direta (km ²)
1	3	24		11.407,20	
2**	3	23	189	11.353,30	53,90
3**	1	22	713	40,80	327,08
4**PP	3	21	729	10389,22	235,20
5**	3	19	70	9955,57	3,68
6*CB	3	11	49	5980,45	3,68
7*CB	3	9	734	4874,28	592,90
8*CB	3	7	591	3605,18	579,43
9*CB	2	3	1663	1337,70	1062,08
10*CB	1	1	515	619,85	199,68
11*CB	1	2	317	455,70	62,47
12*CB	2	6	833	910,18	295,23
13*CB	1	4	70	433,65	2,45
14* CB	1	5	253	409,15	64,93
15*	1	8	140	507,15	182,53
16*	1	10	352	401,80	111,48
17**PP	2	18	527	3861,20	110,25
18**PP	1	17	1049	409,15	686,00
19**PP	2	16	906	2260,12	505,93
20**PP	2	14	550	1281,35	323,40
21*	1	12	218	409,15	296,45
22**PP	1	13	408	458,15	117,60
23**	1	15	385	466,73	188,65
24**	1	20	148	409,15	20,82

* sub-bacia do Alto Paraíba, ** sub-bacia do Taperoá, CB = Caraúbas e PP= Poço de Pedras

Tabela 4.2 – Distribuição das áreas de drenagem dos cursos das sub-bacias

Índice do nó	Ordem do curso que drena	Área de drenagem (km ²)			Total
		montante	esquerda	direita	
1	3	-	-	-	-
2**	3	-	48,40	5,50	53,90
3**	1	401,80	75,30	251,70	728,90
4**PP	3	-	74,70	160,50	235,20
5**	3	-	02,50	1,20	3,70
6*CB	3	-	00,60	3,10	3,70
7*CB	3	-	278,10	314,80	592,90
8*CB	3	-	200,90	378,50	579,40
9*CB	2	-	427,50	634,60	1062,10
10*CB	1	619,90	45,90	153,70	819,50
11*CB	1	455,70	55,70	6,70	518,20
12*CB	2	-	80,90	214,40	295,20
13*CB	1	433,70	01,20	1,20	436,10
14*CB	1	409,20	46,60	18,40	474,10
15*	1	507,20	3,70	178,90	689,70
16*	1	401,80	96,80	14,70	513,30
17**PP	2	-	34,90	75,30	110,30
18**PP	1	409,20	524,90	161,10	1095,10
19**PP	2	-	178,20	32,77	505,90
20**PP	2	-	286,70	36,80	323,40
21*	1	409,20	250,50	45,90	705,60
22**PP	1	458,20	107,80	9,80	575,80
23**	1	466,70	125,60	63,10	655,40
24**	1	409,20	3,10	17,80	430,00
Soma		5381,80	2950,50	3075,40	11.407,40

- sub-bacia do Alto Paraíba, ** sub-bacia do Taperoá, CB = Caraúbas e PP= Poço de Pedras

-

Tabela 4.3 – Comprimentos das contribuições das sub-bacias

Contagem do nó	Ordem do curso	Índice do nó	Distância do centróide da sub-bacia ao rio (m)			Comprimento médio de todos os afluentes do curso (m)		
			montante	direita	esquerda	montante	direita	Esquerda
1	1	22	511,4	19,5	320,9	564,3	35,0	346,8
2**	1	21	750,5	148,7	359,9	737,5	228,7	471,0
3**	1	23	586,8	131,8	306,7	695	205,4	564,1
4**PP	1	18	512,9	225,3	528,9	635,3	255,5	510,8
5**	1	24	537,8	85,2	21,2	563,7	102,7	35,0
6*CB	1	16	912,3	86,7	188,9	962,3	179,0	219,3
7*CB	1	15	546	1028,2	22,3	615,7	1051,4	49,0
8*CB	1	3	504,1	350,7	90,1	526,3	389,5	118,5
9*CB	1	13	748,5	9,0	9,0	864,2	8,8	8,8
10*CB	1	14	646,9	66,2	151,0	736,6	92,6	208,8
11*CB	1	11	662,0	34,0	186,3	697,8	99,0	220,3
12*CB	1	10	608,8	226,2	319,8	642,6	267,1	308,4
13*CB	2	20	-	83,8	514,3		122,7	540,1
14*CB	2	19	-	245,0	263,0		320,9	287,0
15*	2	17	-	148,2	57,9		160,8	82,4
16*	2	12	-	279,5	107,9		264,8	132,7
17**PP	2	9	-	384,2	461,8		430,8	541,7
18**PP	3	8	-	817,4	382,8		885,5	468,1
19**PP	73	7	-	551,9	490,0		572,3	543,1
20**PP	3	6	-	61,6	12,0		99,0	8,8
21*	3	5	-	9,0	29,0		8,8	49,0
22**PP	3	4	-	228,8	97,2		242,2	126,5
23**	3	2	-	20,9	167,8		35,0	180,4
24**		1	-	-	-	-	-	-

*sub-bacia do Alto Paraíba, ** sub-bacia do Taperoá, CB = Caraúbas e PP= Poço de Pedras

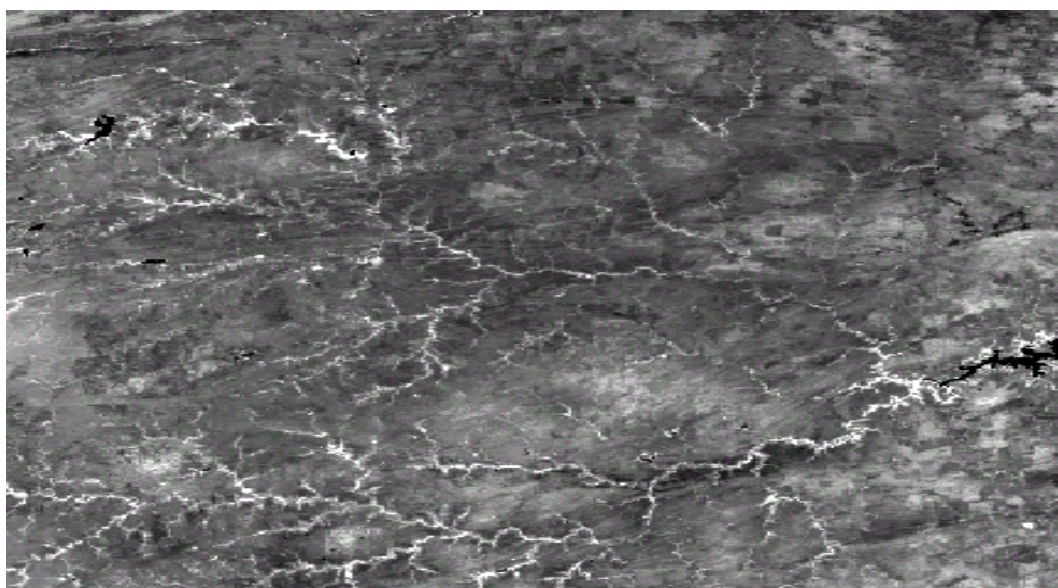
Tabela 4.4 – Características das declividades das sub-bacias (m/m)

		Inclinação média do terreno			Inclinação média do rio principal			Inclinação do vetor de fluxo			Inclinação global		
Ordem do Contagem		montante	direita	esquerda	montante	direita	esquerda	montante	direita	esquerda	montante	direita	esquerda
canal	do nó												
1	1	0,20	0,00	0,06	0,07	0,00	0,03	0,06	0,00	0,03	0,06	0,01	0,03
1	2**	0,10	0,70	0,08	0,03	0,30	0,04	0,02	0,14	0,02	0,02	0,20	0,02
1	3**	1,10	1,70	0,42	0,40	1,70	0,38	0,28	0,72	0,22	0,30	0,91	0,28
1	4**PP	1,30	0,30	0,93	0,50	0,10	0,71	0,42	0,08	0,51	0,38	0,09	0,44
1	5**	0,30	0,30	0,02	0,08	0,10	0,03	0,06	0,06	0,03	0,07	0,11	0,05
1	6*CB	0,40	0,00	0,17	0,04	0,00	0,06	0,02	0,00	0,04	0,02	0,00	0,05
1	7*CB	0,00	0,30	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00
1	8*CB	0,50	0,20	0,36	0,09	0,10	0,23	0,04	0,06	0,11	0,05	0,06	0,07
1	9*CB	0,70	0,00	0,01	0,41	0,00	0,00	0,33	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00
1	10*CB	0,50	0,00	0,19	0,40	0,00	0,08	0,35	0,01	0,04	0,37	0,01	0,07
1	11*CB	1,30	0,00	0,59	0,59	0,00	0,16	0,43	0,00	0,09	0,47	0,00	0,15
1	12*CB	1,30	0,70	0,39	0,44	0,20	0,06	0,33	0,11	0,07	0,33	0,20	0,11
2	13*CB	-	1,10	0,34	-	0,50	0,21	-	0,37	0,13	-	0,66	0,13
2	14*CB	-	1,30	0,14	-	0,80	0,06	-	0,62	0,04	-	0,66	0,06
2	15*	-	0,30	0,76	-	0,20	0,95	-	0,11	0,52	-	0,10	0,47
2	16*	-	0,20	0,07	-	0,00	0,04	-	0,03	0,02	-	0,06	0,03
2	17**PP	-	0,90	0,26	-	0,50	0,06	-	0,39	0,06	-	0,46	0,08
3	18**PP	-	1,00	0,09	-	0,20	0,02	-	0,18	0,01	-	0,19	0,01
3	19**PP	-	0,70	0,01	-	0,10	0,00	-	0,04	0,00	-	0,06	0,00
3	20**PP	-	0,00		-	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-	0,00	0,00
3	21*	-	0,00	0,01	-	0,00	0,00	-	0,00	0,00	-	0,00	0,00
3	22**PP	-	0,20	0,58	-	0,10	0,89	-	0,04	0,47	-	0,03	0,34
3	23**	-	0,00	1,01	-	0,00	1,00	-	0,03	0,51	-	0,04	0,39
	24**												

*sub-bacia do Alto Paraíba, ** sub-bacia do Taperoá, CB = Caraúbas e PP= Poço de Pedras

4.3 - Análise da vegetação

O mapeamento da cobertura vegetal foi realizado de acordo com os diversos tipos de vegetação. A região em estudo apresenta uma vegetação predominante de caatinga. A Figura 4.7 mostra o índice de vegetação da diferença normalizada (em inglês NDVI) para a região em estudo. Os valores mais altos do NDVI estão associados à cobertura vegetal. MELO (2003) estimou, para a caatinga, em 0,65 o valor da fração de cobertura. Aqui a fração encontrada foi de 0,5348. Esse índice foi utilizado como valor inicial no modelo de balanço hídrico para analisar a diferença de evaporação entre as áreas vegetadas e sem vegetação.



Legenda - NDVI



Figura 4.7 – Índice de vegetação da diferença normalizada

Algumas informações até aqui apresentadas serviram de entrada no modelo hidrológico de balanço hídrico. Há duas décadas passadas, os pesquisadores de países mais desenvolvidos vêm pautando seus estudos em informações espaciais e automáticas. A construção de uma base de dados georeferenciados, juntamente com o um bom modelo hidrológico, é de suma importância para a compreensão da

variabilidade espaço-temporal de fenômenos hidrometeorológicos que ocorrem sobre bacias hidrográficas. Além disso, essa base de dados espaciais, ao contrário de observações pontuais, melhora o monitoramento de grandes bacias hidrográficas.

4.4 – Balanço hídrico para parte da sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas

4.4.1 - Balanço hídrico em escala anual

Visando aplicar o balanço hídrico para a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa, ajustou-se um modelo do balanço hídrico para as sub-bacias do Alto Paraíba, em Caraúbas e Taperoá, em Poço de Pedras, devido as diferenças hidrológicas inerentes entre a sub-bacia do Alto Paraíba e do Taperoá.. Como visto no Capítulo 3, a estrutura do modelo em escala anual é a mais simples. Aqui o modelo foi avaliado através de quatro cenários pré-escolhidos. O primeiro cenário considera toda bacia como um único reservatório, assumindo que a bacia a montante da seção transversal em Caraúbas é homogênea em termo de clima e com profundidade do solo uniforme. O segundo cenário consiste em representar a bacia por múltiplos reservatórios subterrâneos independentes, neste caso, assume-se que os reservatórios possuem profundidades de solo semelhantes, mas existem variabilidades na precipitação e evaporação potencial. Para a seção de Caraúbas foram considerados cinco reservatórios subterrâneos, escolhidos com base no número postos pluviométricos existentes na sub-bacia. No terceiro cenário, é usada a variabilidade espacial do solo para o cômputo do balanço hídrico, desprezando-se a variabilidade espacial da precipitação e da evaporação. No quarto cenário, o modelo é usado para simular a variabilidade da precipitação e da profundidade do solo.

A Figura 4.8 mostra a probabilidade de excedência do escoamento superficial observado e estimado pelo modelo em escala anual na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas (Figura 3.3) para os quatros cenários, citados anteriormente. Nessa Figura QA é o escoamento superficial anual e PMA é a precipitação média anual. Os melhores valores para cada uma das profundidades do solo são: cenário um = 0,3 metro, cenário dois = 0.3 metro, cenário três = 0,5 metro; no cenário quatro as variações espaciais e verticais da profundidade do solo são: 0,3 metro para Prata, 0,8 metro para São Sebastião do Umbuzeiro, 0,3 metro para São João do Tigre, 0,3 metro para Caraúbas e

0,5 metro para Congo. Note que os valores obtidos para os quatro cenários responderam relativamente bem aos observados, principalmente os do cenário quatro. No cenário quatro o coeficiente de Nash foi igual a 0,83. Esse resultado é semelhante ao obtido por LACROIX et al. (2002) usando um modelo hidrológico semidistribuído acoplado ao TOPAZ. O coeficiente de determinação é usado para explicar a variância total do modelo, aqui foi de 89%.

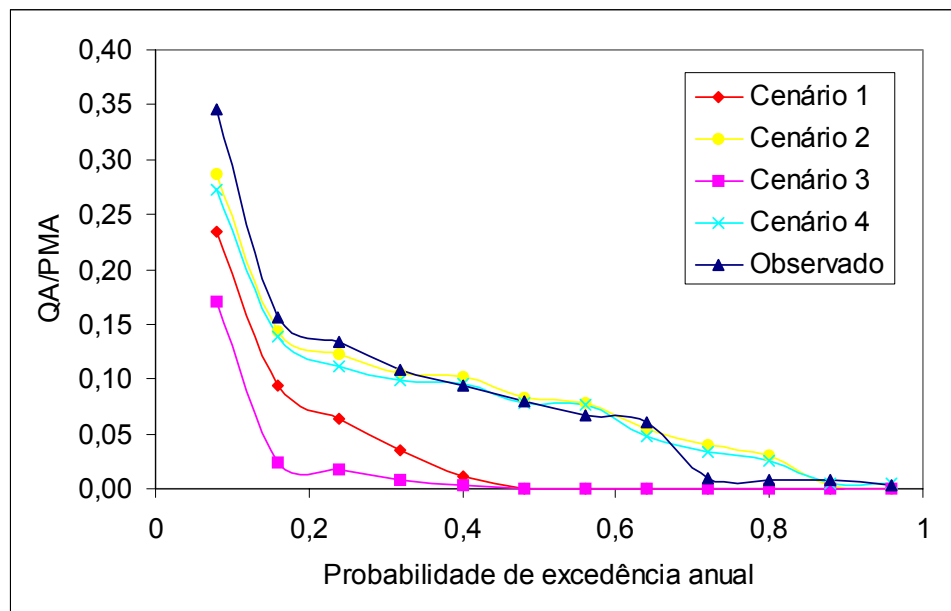


Figura 4.8 – Probabilidade de excedência do escoamento superficial anual observado e estimado pelo modelo em escala anual na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas

4.4.2 – Análise de sensibilidade dos parâmetros de ajuste

As condições para a análise na sub-bacia de Caraúbas foram as seguintes: interceptação fixada em 10% da precipitação, homogeneidades da precipitação e da evaporação. A interceptação de 10% foi utilizada devida sugestão de JOTHITYANGKOO et al. (2001). As Figuras 4.9 a 4.11 mostram a sensibilidade do escoamento superficial em relação à profundidade do solo, porosidade do solo e condutividade hidráulica, respectivamente. Nessas Figuras QMM é o escoamento superficial médio mensal e PMA já foi definido anteriormente. Nota-se na Figura 4.9 que o escoamento superficial é muito sensível à profundidade do solo. O aumento de 40% na profundidade diminui em cerca de 65 % o escoamento superficial.

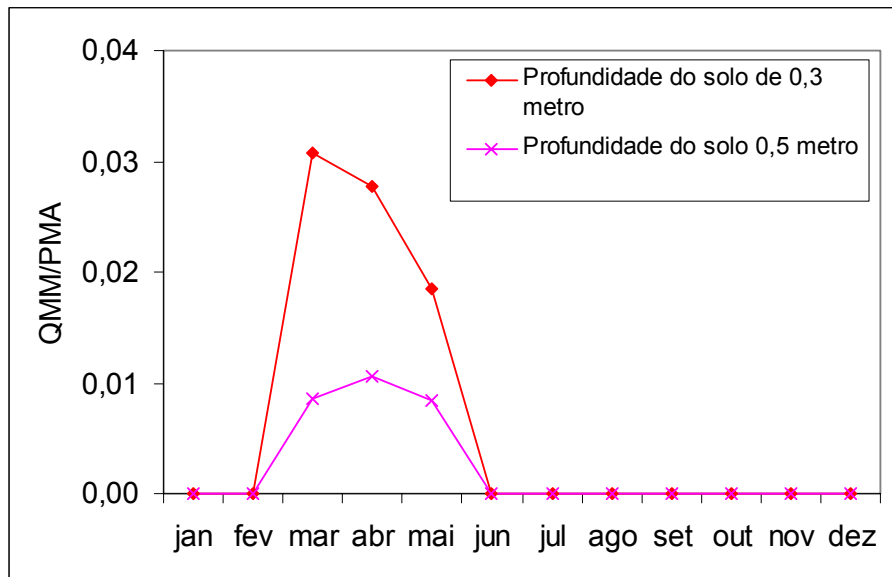


Figura 4.9 - Sensibilidade do escoamento superficial à profundidade do solo

Na Figura 4.10 nota-se que o escoamento superficial é também muito sensível à porosidade do solo. O aumento de 50% na porosidade diminui cerca de 80% o escoamento superficial.

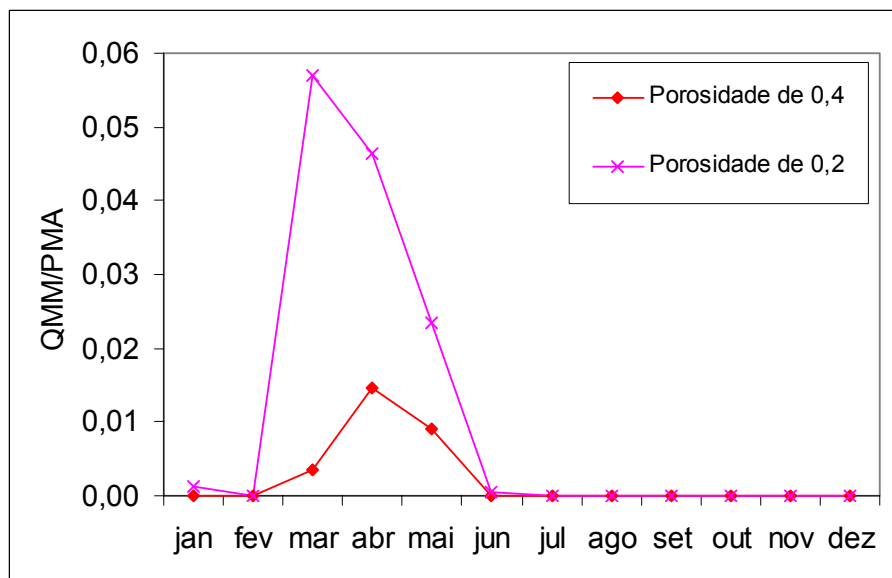


Figura 4.10 - Sensibilidade do escoamento superficial à porosidade do solo

Na Figura 4.11 nota-se que o escoamento superficial é menos sensível à condutividade hidráulica do que à profundidade do solo. O aumento de 40% na condutividade diminui cerca de 40% o escoamento superficial.

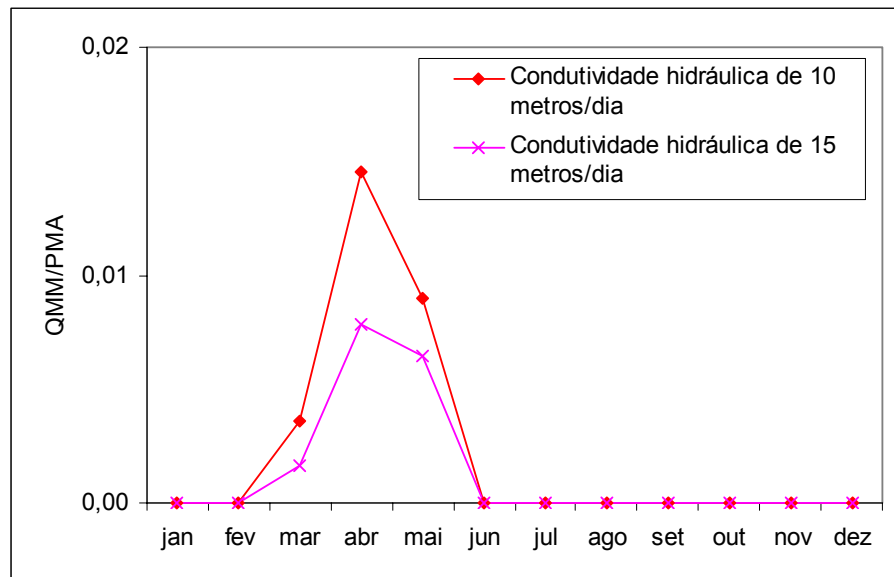


Figura 4.11 - Sensibilidade do escoamento superficial à condutividade hidráulica

4.4.3 - Balanço hídrico em escala mensal

Os resultados das estimativas do modelo em escala mensal, utilizando os mesmos valores dos parâmetros do balanço hídrico em escala anual, estão apresentados a seguir. A Figura 4.12 mostra a probabilidade de excedência do escoamento superficial observado e estimado pelo modelo em escala mensal na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas para os mesmos cenários anteriormente apresentados. Note na Figura 4.9 que o modelo continua respondendo ao padrão de escoamento superficial interanual, verificado no resultado anterior. Note ainda que dos cenários estudados, o quarto é que mais se aproxima do padrão observado. Isso ocorreu porque foram efetuadas variações na profundidade do solo e na variabilidade espaço-temporal da precipitação. Quando considerado apenas a variabilidade espaço-temporal da precipitação ocorreu sobreestimativa do escoamento superficial. GUO et al. (2002) afirma em seu estudo que o escoamento superficial é muito sensível à variação da precipitação, principalmente em regiões semi-áridas. BRAGA & FIGUEIREDO (2003) estudando também a influência

da variabilidade climática no escoamento superficial em regiões semi-áridas do Nordeste do Brasil, mostraram que seus efeitos na simulação tem grande influência nos picos desse escoamento. Os resultados aqui obtidos estão de acordo com os de Braga & Figueiredo.

A Figura 4.13 mostra a comparação entre os escoamentos superficial observado e estimado pelo modelo em escala mensal na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas. Note que na Figura 4.9, o resultado do cenário quatro foi o que mais se aproximou do padrão observado, enquanto que na Figura 4.13 esse cenário sobreestima o escoamento superficial nos meses mais chuvosos. Nota-se ainda, na Figura 4.13, que as estimativas de escoamento no cenário três se aproximam dos valores observados. No entanto, pode ser visto que há retardo no escoamento superficial estimado. Por outro lado, o cenário quatro sobreestimou o escoamento superficial. No cenário quatro, o coeficiente de Nash foi igual a 0,93 e o coeficiente de determinação foi de 96%.

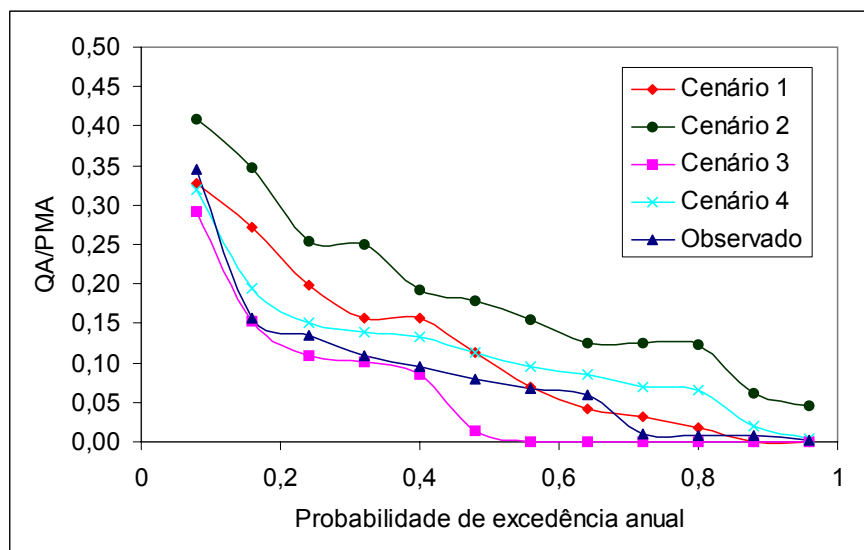


Figura 4.12 – Probabilidade de excedência do escoamento superficial anual observado e estimado pelo modelo, em escala mensal, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas

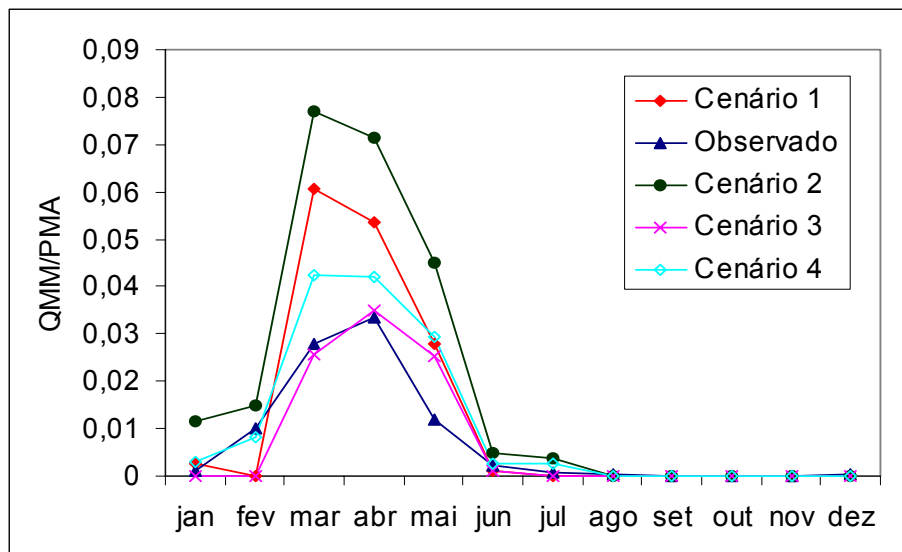


Figura 4.13 - Comparação entre os escoamentos superficial observado e estimado pelo modelo, em escala mensal, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas

Na busca de solucionar os problemas de retardo e de sobreestimativa do escoamento, verificados nos cenários três e quatro, foram refinadas, no modelo, as representações dos processos físicos: escoamento subsuperficial, transpiração e cobertura dos vegetais e, adicionadas às características físicas da bacia. A metodologia utilizada nesse procedimento está descrito no item 3.9.3.1 do Capítulo 3. Esse refinamento foi feito porque em escala mensal as variações do escoamento subsuperficial e da cobertura vegetal influenciam no cômputo do balanço hídrico. Ou seja, o escoamento subsuperficial pode ser bem diferente de um mês para outro, assim como a cobertura vegetal. Além desse refinamento do modelo foi também criado um quinto cenário onde se variaram a precipitação espaço-temporal, a profundidade do solo no espaço da bacia e a cobertura vegetal.

A Tabela 4.5 apresenta os valores das características físicas da sub-bacia hidrográfica de Caraúbas, que foram utilizadas no balanço hídrico mensal. Esses parâmetros já foram definidos no Capítulo 3.

Tabela 4.5 – Características físicas da sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas

Parâmetros	Valor	Unidades
$\text{Tan}\beta$	0,31	-
ϕ	0,40	-
K_s	8,00	m/dia
D	0,50	m
S_b	200	mm
f_c	160	mm/m
t_c	29,0	dias
M	0,53	-
k_v	1,00	-

Os resultados do modelo refinado para cinco cenários podem ser vistos nas Figuras 4.14, 4.15 e 4.16. A Figura 4.14 mostra a probabilidade de excedência do escoamento superficial anual observado e estimado pelo modelo, em escala mensal, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas e a Figura 4.15 compara a variação intra-anual desses escoamentos. Pode ser notado na Figuras 4.14 que o resultado do modelo continua representando bem o padrão de escoamento superficial anual. Na Figura 4.15 nota-se que a introdução dos novos parâmetros, descritos na Tabela 4.5, melhorou sensivelmente a estimativa do escoamento superficial. Esse resultado pode ser identificado através da comparação dos coeficientes de NASH, que anteriormente era de 0,93 e passou a ser 0,95. Nota-se ainda, na Figura 4.16, que há diferenças no padrão de escoamento superficial, entre os cenários um e três. No cenário um a profundidade média do solo considerada foi de 0,3 metro, e no três 0,65 metro. A variação de profundidade de 0,35 metro resultou em amortecimento de 67% no escoamento superficial. Assim pode-se afirmar que o escoamento superficial é sensível à variação da profundidade do solo. WOOLDRIDGE et al. (2001) afirmaram que quando se conhece diferentes tipos de solos, distribuídos no âmbito de uma sub-bacia, é possível parametrizar corretamente suas distintas respostas hidrológicas.

A Figura 4.16 destaca os cenários quatro e cinco. Note que há melhor representação do escoamento superficial no cenário cinco, visto que nele considerou-se

a variação da cobertura vegetal. O coeficiente de Nash foi igual a 0,95 e o coeficiente de determinação foi de 97%. Resultado semelhante ao cenário cinco, aqui apresentado, foi obtido por JOTHITYANGKOON et al. (2001) usando o mesmo procedimento em bacias no semi-árido da Austrália. Eles afirmaram que os controles mais importantes na variabilidade do escoamento superficial, em todas as escalas de tempo e espaço, são as variações da profundidade do solo, do clima e da cobertura vegetal.

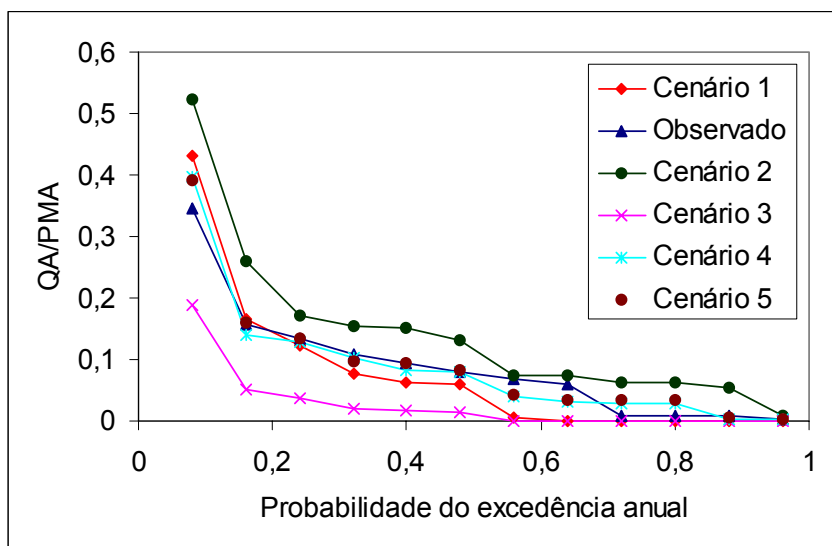


Figura 4.14 – Probabilidade de excedência do escoamento superficial observado e estimado pelo modelo refinado, em escala mensal, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas

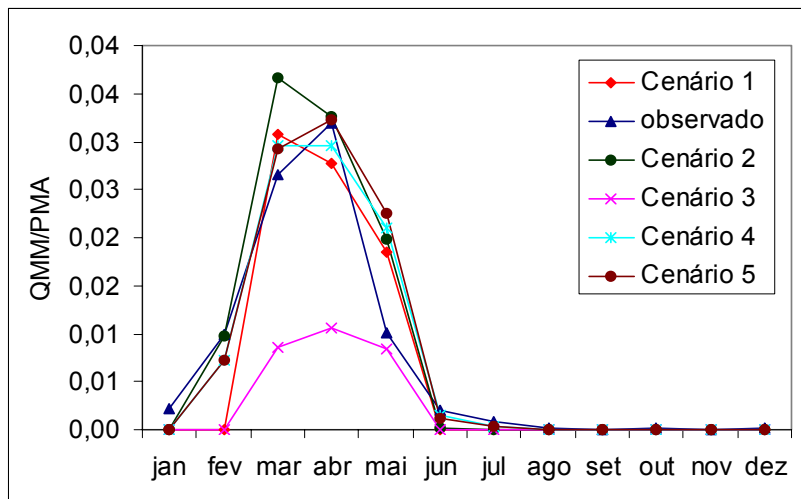


Figura 4.15 - Comparação entre o escoamento superficial observado e estimado para todos os cenários, pelo modelo refinado, em escala mensal, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas

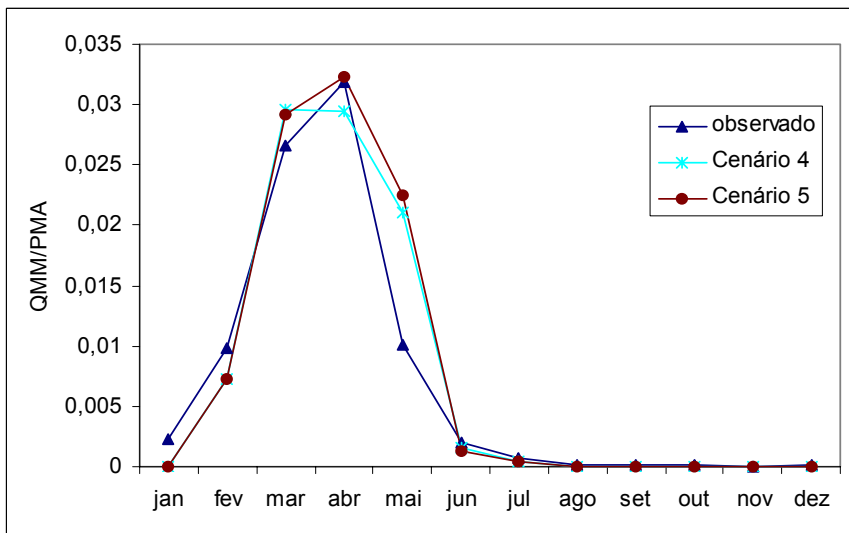


Figura 4.16 - Comparação entre o escoamento superficial observado e estimado pelo o cenário quatro e cinco, pelo modelo refinado, em escala mensal, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas

4.4.4 – Análise de sensibilidade da cobertura vegetal da sub-bacia de Caraúbas

As condições para a análise são as mesmas das do item 4.4.2, ou seja: interceptação fixada em 10% da precipitação, homogeneidades da precipitação e da evaporação. a perda por interceptação foi considerada em 10% , conforme citado anteriormente. A Figura 4.17 mostra a sensibilidade do escoamento superficial à cobertura vegetal. Nota-se que o escoamento superficial é pouco sensível à cobertura vegetal. O aumento de 40% na cobertura vegetal diminui cerca de 7 % o escoamento superficial. Apesar de pouco sensível, a cobertura é importante para o refinamento do modelo aqui utilizado. COSTA & FOLEY (1997), citado na Revisão Bibliográfica, aplicaram uma versão modificada do modelo LSX a bacias hidrográficas do rio Amazonas e Tocantins. Nessa oportunidade eles mostraram a importância da mudança da cobertura vegetal no balanço hídrico. Quando a cobertura de floresta foi substituída por savana a descarga anual aumentou de cinco para nove por cento. Além de COSTA & FOLEY, os autores BRAND et. al (2001) também analisaram o impacto da vegetação sobre o escoamento superficial, utilizando o modelo ANSWERS (Areal Non Point Source Watershed Environment Response Simulations). Comparando os resultados obtidos com o modelo e os dados observados, o maior destaque da influência da vegetação foi obtido para bacias grandes e com heterogeneidades de precipitação. Nesse caso, o escoamento superficial foi bastante sensível a variabilidade da vegetação. Para bacias homogêneas o modelo foi pouco sensível a vegetação.

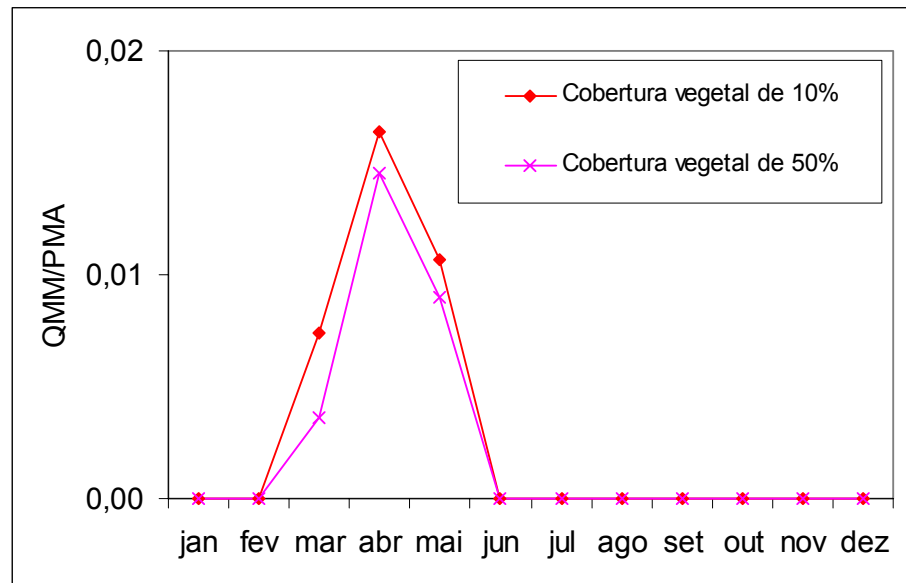


Figura 4.17 - Sensibilidade do escoamento superficial à cobertura vegetal

A baixa sensibilidade da cobertura vegetal deve-se ao fato de que ela atua apenas no início da precipitação ao abstrair parte da chuva. A interceptação pela cobertura vegetal foi o parâmetro que apresentou menor sensibilidade ao escoamento superficial. Resultado semelhante pode ser encontrado em SILVA (2002).

4.4.5 - Balanço hídrico em escala diária

Neste caso, utiliza-se o modelo refinado em escala diária. A Figura 4.18 mostra a comparação entre o escoamento superficial observado e estimado pelo modelo em escala diária na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas. Nota-se que o modelo melhorou a estimativa do escoamento superficial apenas mudando a escala, de mensal para diária. O coeficiente de Nash foi igual a 0,96 e o coeficiente de determinação foi de 98%.

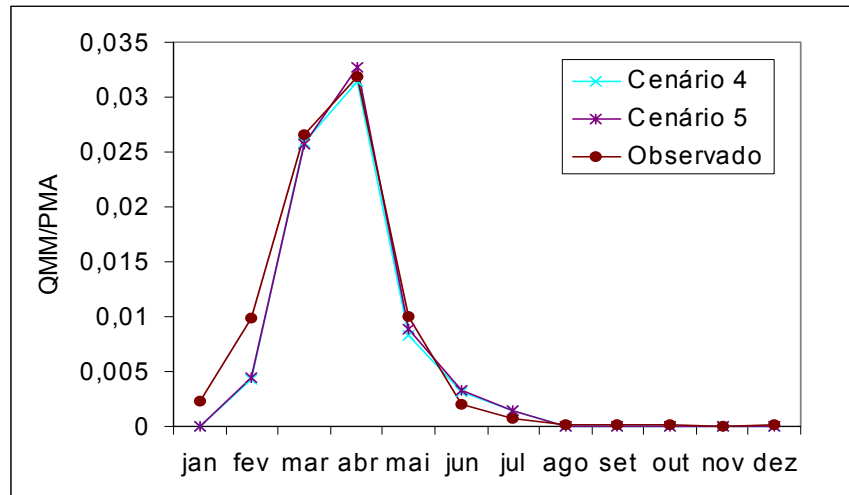


Figura 4.18 - Comparação entre o escoamento superficial mensal observado e estimado pelo modelo refinado em escala diária na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas

A Figura 4.19 mostra as curvas de duração de permanência de vazão observada e estimada pelo modelo refinado, em escala diária, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas, para os cenários de um a cinco. Foi verificado que os cenários quatro e cinco são os que bem representam o padrão de escoamento. No cenário quatro o coeficiente de Nash foi igual a 0,80 e o coeficiente de determinação foi de 93%. A Figura 4.20 destaca o cenário cinco e mostra que esse é o cenário que melhor exprime a vazão diária na bacia. Neste cenário, os melhores valores para as profundidades do solo e cobertura vegetal são: 0,8 metro e 50% para São Sebastião do Umbuzeiro; 0,3 metro e 90% para São João do Tigre; 0,3 e 80% para Caraúbas e 0,3 e 90% para Congo, respectivamente. No cenário cinco o coeficiente de Nash foi igual 0,81 e o coeficiente de determinação foi de 94%. O cenário cinco foi aceito como o melhor ajuste porque durante o processo de avaliação dos cenários quatro e cinco percebeu-se que o incremento de mais uma variável que foi a cobertura vegetal o modelo não apresentou melhoras significativas nas estimativas.

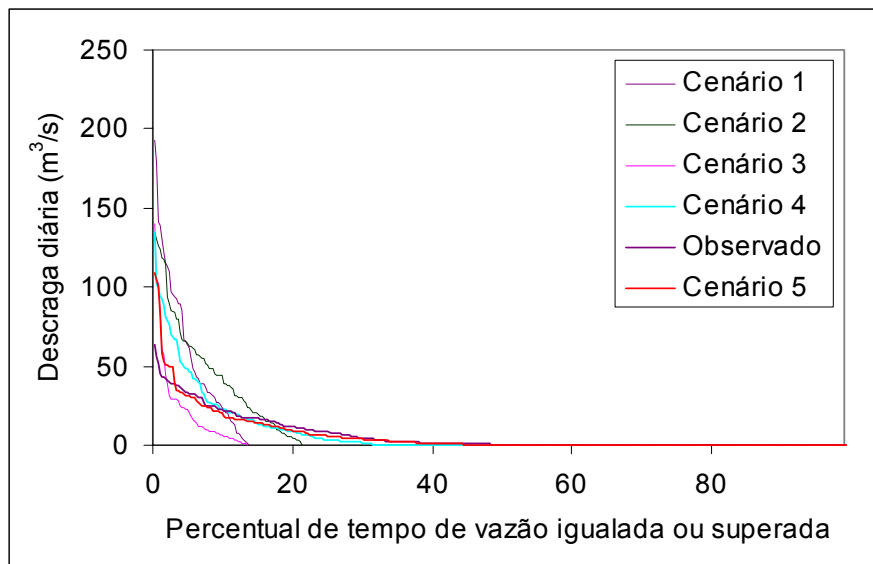


Figura 4. 19- Curvas de duração de permanência de vazão observada e estimada pelo modelo refinado, em escala diária, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas

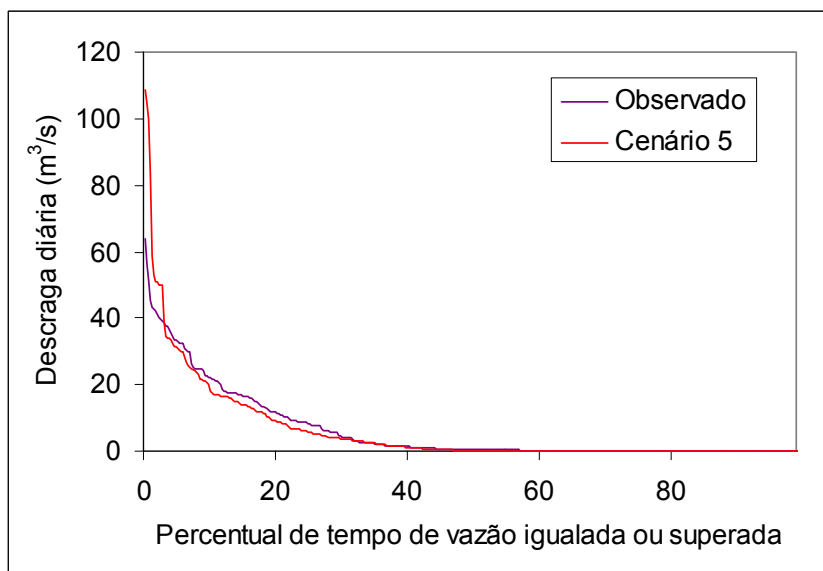


Figura 4.20 - Curvas de duração de permanência de vazão observada e estimada pelo modelo refinado, em escala diária, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas

4.4.6 – Avaliação do desempenho do modelo diário em ano de El Niño, La Niña e Normal

Utilizando o modelo refinado, em escala diária, efetuaram análises para três casos, a saber, El Niño de 1988, La Niña de 1985 e o ano Normal de 1981. A Figura 4.21 mostra as curvas de duração de vazão observada e estimada pelo modelo em escala diária, para o ano de 1988, ano de El Niño, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas. Nota-se que o modelo sobreestima o escoamento superficial para o percentual de tempo menor do que 12%. Isso ocorre porque o fenômeno El Niño causa grandes secas no Nordeste do Brasil, segundo SILVA (2000), e o modelo não consegue responder à variabilidade da vazão em anos de El Niño forte. ARAGÃO (1990) afirmou que na Paraíba a ocorrência de secas está associada em 70% dos casos, aos episódios do El Niño forte. Ainda pode ser visto na Figura 4.21 que acima de 12% do tempo de duração o modelo apresenta comportamento razoável. O coeficiente de determinação foi de 95%.

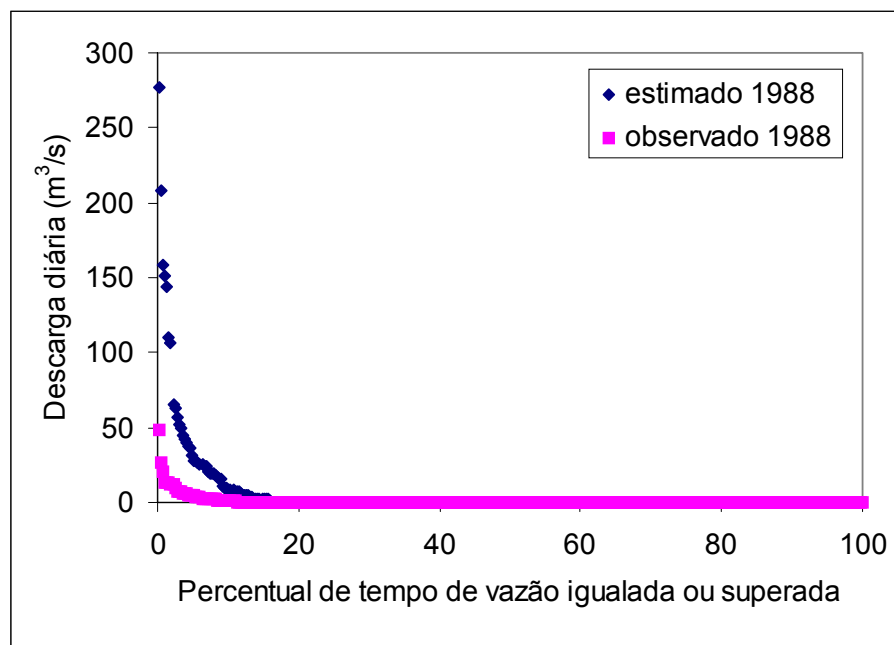


Figura 4.21 - Curvas de duração de vazão observada e estimada pelo modelo refinado, em escala diária, para o ano de 1988, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas

A Figura 4.22 mostra as curvas de duração de vazão observada e estimada pelo modelo em escala diária, para o ano de 1985, ano de La Niña, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas. Neste caso, o modelo comportou-se muito bem, com exceção das estimativas dos picos de vazões mais acentuados, onde se nota sobreestimativa. O coeficiente de determinação foi de 83%.

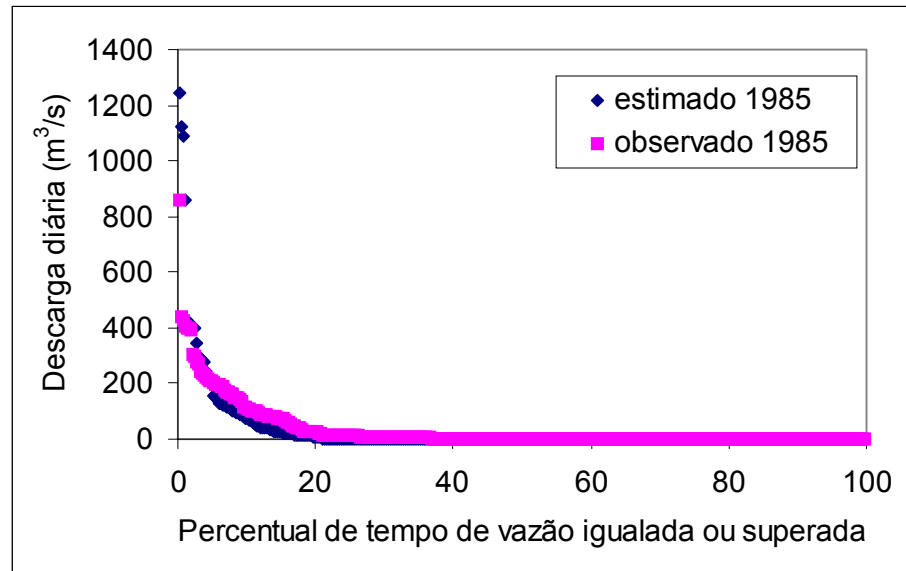


Figura 4.22 - Curvas de duração de vazão observada e estimada pelo modelo refinado, em escala diária, para o ano de 1985, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas

A Figura 4.23 mostra as curvas de duração de vazão observada e estimada pelo modelo em escala diária, para o ano de 1981, ano Normal, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas. Neste caso, o modelo subestima as vazões máximas. O coeficiente de determinação foi de 94%.

Em resumo, as estimativas de vazões do modelo, em anos de La Niña e Normal, correspondem muito bem aos valores observados.

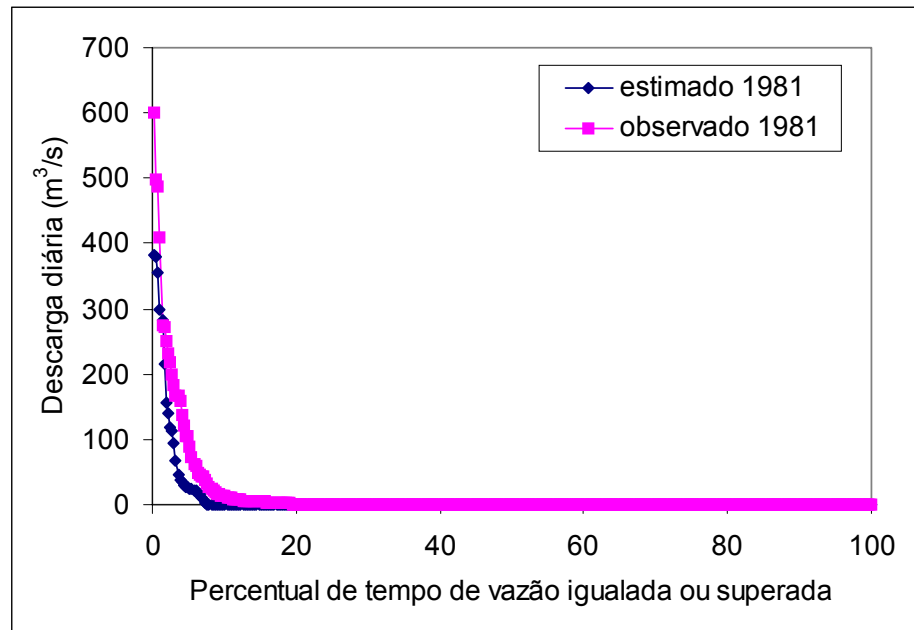


Figura 4.23 - Curvas de duração de vazão observada e estimada pelo modelo refinado, em escala diária, para o ano de 1981, na sub-bacia do rio Paraíba, em Caraúbas

4.5 – Balanço hídrico para parte da sub-bacia do rio Taperoá, em Poço de Pedras

4.5.1 Balanço hídrico em escala anual

Aqui foram efetuados procedimentos semelhantes aos do item 4.4. A Figura 4.24 mostra a probabilidade de excedência do escoamento superficial observado e estimado pelo modelo em escala anual na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras (Figura 3.3). O resultado do cenário quatro foi o que mais se aproximou dos valores observados. O coeficiente de Nash entre os valores estimados e observados foi igual a 0,90 e o coeficiente de determinação é de 85%. KUNKEL & WENDLAND (2002) usando o modelo GROWA-98, na bacia do Elbe, na Alemanha, obtiveram a diferença de cerca de 15% entre os valores de escoamento superficial estimado e observado. Os autores consideram seus resultados são satisfatórios. Aqui o resultado é semelhante.

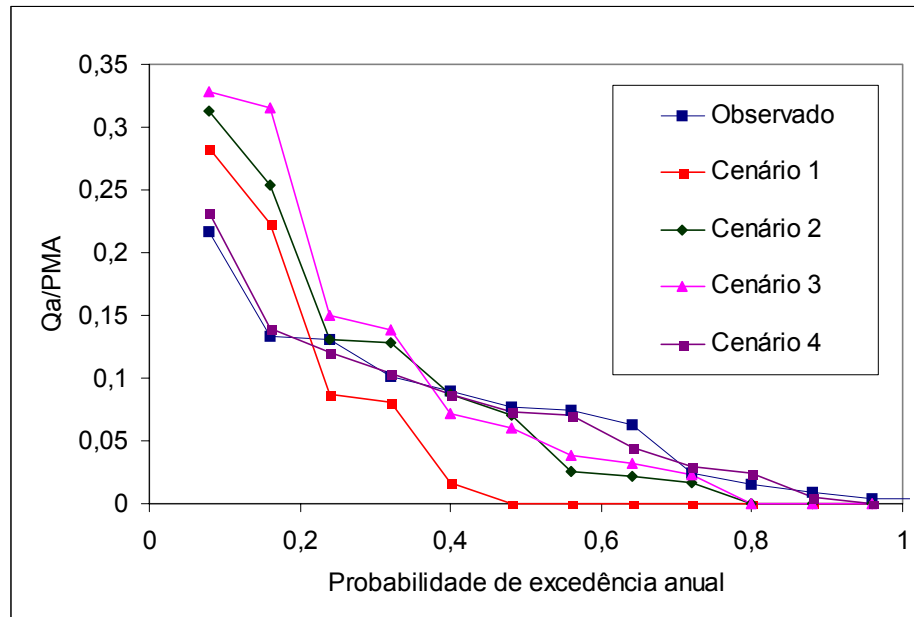


Figura 4.24 - Probabilidade de excedência do escoamento superficial observado e estimado pelo modelo, em escala anual, na sub-bacia do rio Paraíba, em Poço de Pedras

4.5.2 Balanço hídrico em escala mensal

Devido a certa heterogeneidade entre as sub-bacias de Caraúbas e Poço de Pedras, aqui foram acrescentados mais dois cenários: o sexto e sétimo, visto que os cinco cenários avaliados anteriormente para a sub-bacia de Caraúbas não foram suficientes para explicar a variação do escoamento superficial. No sexto cenário variam a precipitação, profundidade do solo, cobertura vegetal e condutividade hidráulica. No sétimo cenário varia a precipitação, profundidade do solo, porosidade do solo e cobertura vegetal.

A Figura 4.25 mostra a probabilidade de excedência do escoamento superficial observado e estimado pelo modelo em escala mensal na sub-bacia do rio Taperoá, em Poço de Pedras. Novamente, o resultado do cenário quatro foi o que mais se aproximou dos valores observados. O coeficiente de Nash entre os valores estimados e observados foi igual a 0,92 e o coeficiente de determinação foi de 83%, para esta condição. Para obtenção dos resultados acima se modificou apenas a escala tempo. JOTHITYANGKOO et al. (2001) obteve resultados semelhantes aos aqui apresentados, fazendo uso da mesma metodologia e procedimento.

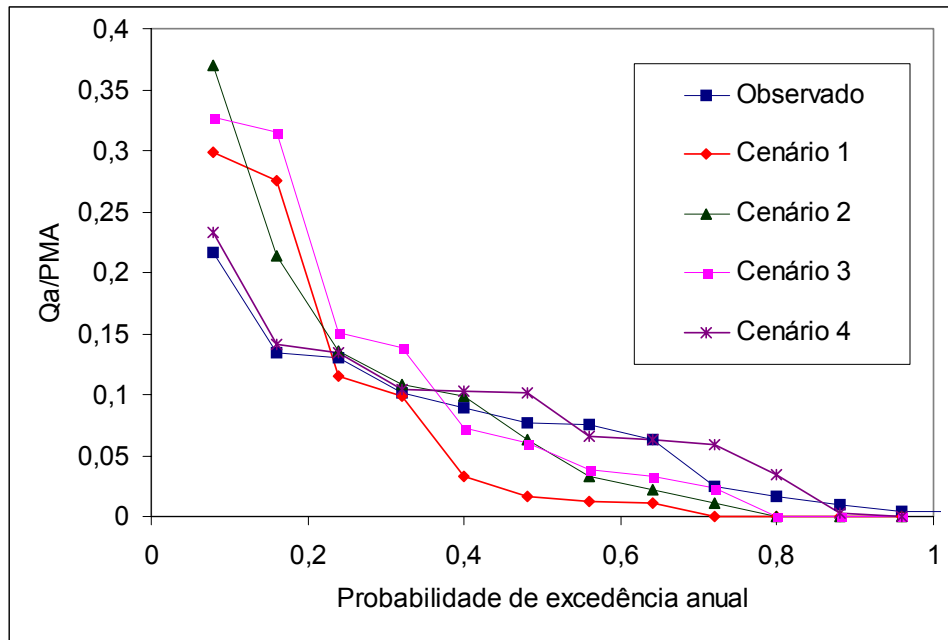


Figura 4.25 - Probabilidade de excedência do escoamento superficial anual observado e estimado pelo modelo, em escala mensal, na seção transversal do rio Paraíba, em Poço de Pedras

A Figura 4.26 mostra a comparação entre o escoamento superficial observado e estimado pelo modelo, em escala mensal na sub-bacia do rio Taperoá, em Poço de Pedras. Nota-se que o modelo também responde a variabilidade intra-anual. Porém, há sobreestimativa nos picos de escoamento superficial. O coeficiente de Nash entre os valores estimados e observados foi igual a 0,70, semelhante ao obtido por ZHANG et al. (2002) para a bacia “South Creek” localizado no sudeste de Sydney, na Austrália, e o coeficiente de determinação em torno de 73%.

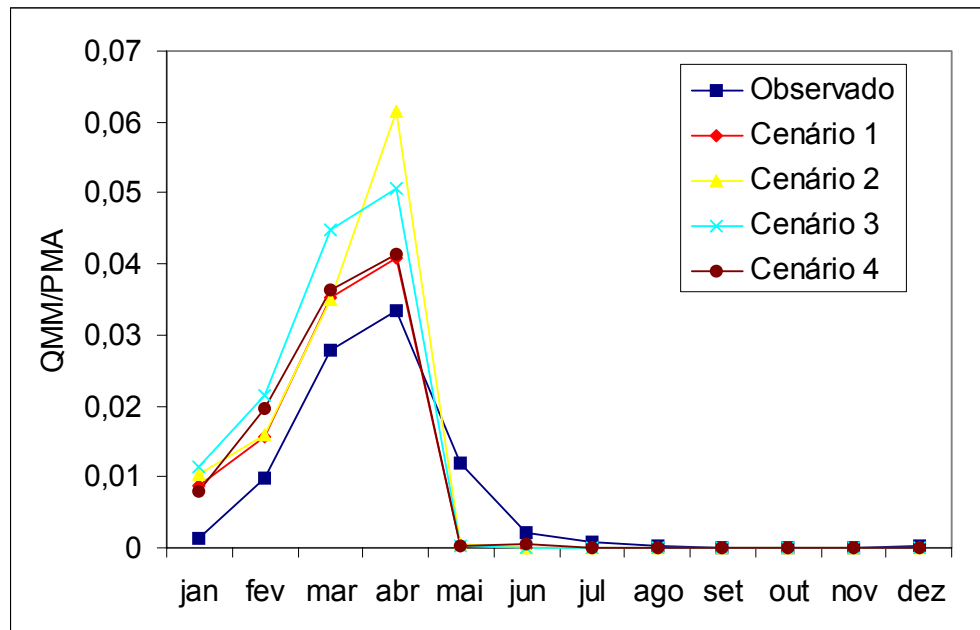


Figura 4.26 - Comparação entre o escoamento superficial observado e estimado pelo modelo, em escala mensal na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras

A Figura 4.27 mostra a probabilidade de excedência do escoamento superficial observado e estimado pelo modelo refinado, em escala mensal, na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras. Note que os resultados dos cenários quatro e cinco são os que mais se aproximam dos valores observados. Abaixo de 10% de probabilidade de excedência há sobreestimativa, mas o modelo continua respondendo ao sinal da vazão. Esse resultado foi obtido quando o escoamento foi separado em duas partes fundamentais: superficial e subsuperficial e a evapotranspiração separada em evaporação do solo exposto e transpiração da planta, essas separações são apresentadas na equação 3.15 do Capítulo 3. Esse procedimento refinará os processos físicos na bacia em estudo. Daí a denominação MODELO REFINADO.

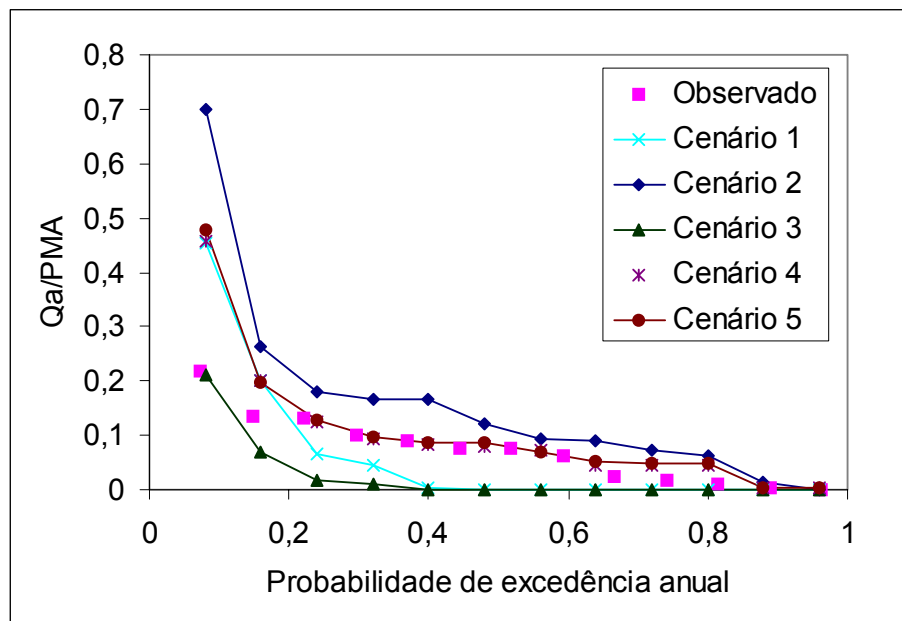


Figura 4.27 - Probabilidade de excedência do escoamento superficial anual observado e estimado pelo modelo refinado, em escala mensal, na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras

A Figura 4.28 mostra a comparação entre o escoamento superficial observado e estimado pelo modelo refinado, em escala mensal, na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras. Nos cenários de um a quatro a cobertura vegetal é constante e igual a 50%. Esse valor foi obtido da fração de cobertura vegetal apresentada no item 4.3. No cenário um a profundidade do solo é de 0,5 metro. Esse valor foi arbitrado e usado inicialmente no modelo. No cenário dois a profundidade do solo continua sendo de 0,5 metro, mas variou-se a precipitação. No cenário três a precipitação é considerada constante e variou-se a profundidade do solo, otimizada em 0,65 metro. No cenário quatro se consideram variações na profundidade do solo e na precipitação. Aqui as profundidades foram são: 0,7 metro para Desterro, 0,33 metro para Serra Branca e 1,5 para São José dos Cordeiros. Na tentativa de amortecer o escoamento superficial, estimado no cenário quatro, construiu-se o cenário cinco, variando-se cobertura vegetal, precipitação e profundidade do solo. Neste sentido o cenário cinco apresentou uma pequena melhora na estimativa do escoamento, comparando-se com o cenário quatro. Aqui o melhor valor da cobertura vegetal foi de 80%. MELO (2003) chegou a utilizar cobertura vegetal de 90% quando analisou o efeito da vegetação utilizando o modelo RAMS. Como pode

ser visto na Figura 4.29, os valores do cenário cinco foram os que mais se aproximaram dos observados.

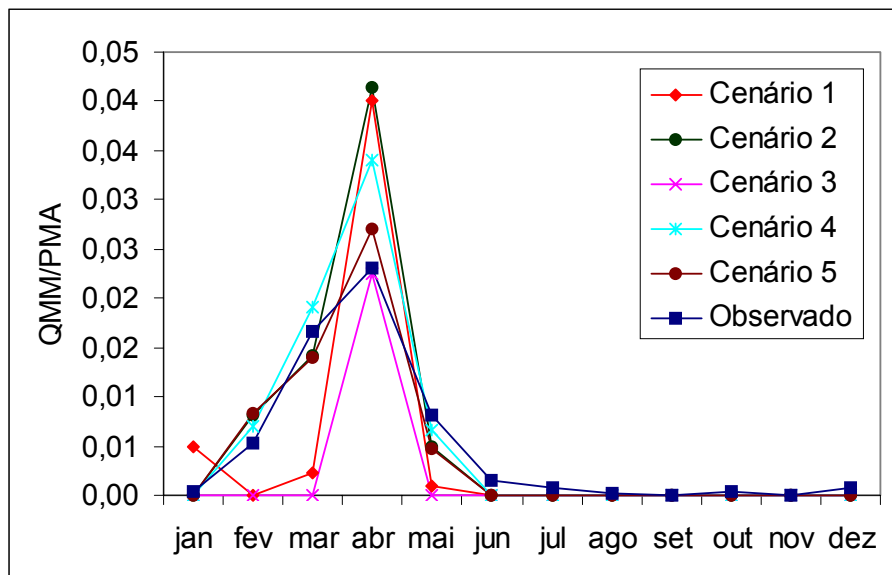


Figura 4.28 - Comparação entre o escoamento superficial mensal observado e estimado para todos os cenários, pelo modelo refinado, em escala mensal, na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras

A Figura 4.29 mostra a comparação entre o escoamento superficial observado e estimado pelo cenário cinco, modelo refinado, em escala mensal, na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras. Como mencionado anteriormente, os valores do cenário cinco, com exceção do pico, foram os que mais se aproximaram dos observados. Ainda pode ser visto que para a sub-bacia a montante da seção de Poço de Pedras nem a melhor configuração possível do modelo refinado, cenário cinco, representaram bem os valores observados. Na tentativa de melhorar os valores do escoamento superficial simulado pelo o modelo de balanço hídrico a nível mensal, criou-se novos cenários para esta sub-bacia.

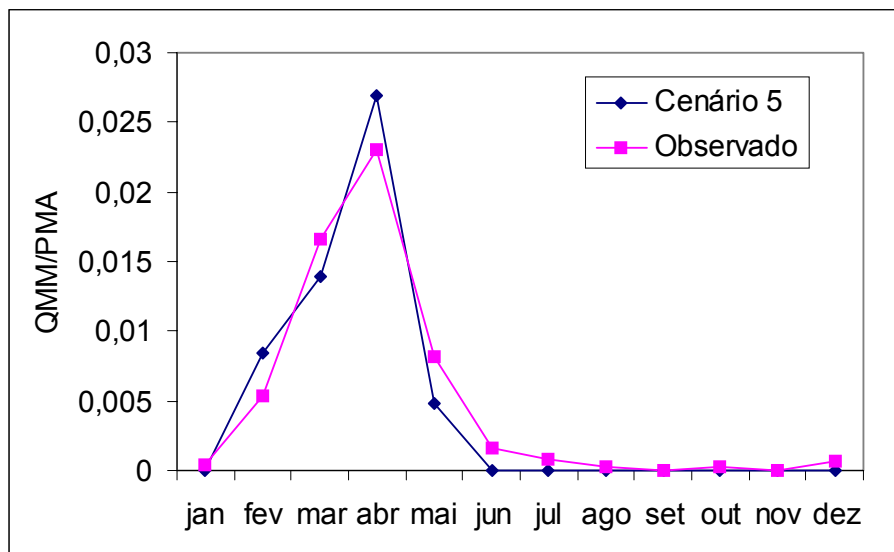


Figura 4.29 - Comparação entre o escoamento superficial mensal observado e estimado para o cenário cinco, pelo modelo refinado, em escala mensal, na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras

Na busca de solucionar os problemas de sub e sobreestimativa do escoamento, verificados no cenário cinco, em escala mensal, formulou-se o sexto cenário descrito no início deste item. A Figura 4.30 mostra a comparação entre o escoamento superficial observado e estimado pelo o modelo refinado, em escala mensal, para o sexto cenário, na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras. O melhor valor da condutividade hidráulica foi igual a 11 metros/dia. Pode ser notada sensível melhora na representação do escoamento superficial no sexto cenário. O coeficiente de Nash foi igual a 0,936 e o coeficiente de determinação foi de 94,5%. De acordo com MELO (1973) o conhecimento das características físicas e hídricas do solo é de fundamental importância para o manejo racional dos recursos naturais de uma região. Entre as propriedades físicas e hídricas do solo deve-se considerar a condutividade hidráulica. EAGLESON (1978.5) analisando a influencia do clima, solo e vegetação na distribuição do escoamento superficial identificaram sensibilidade do escoamento superficial em relação aos parâmetros físicos do clima e solo. Afirmou ainda que o volume escoado possa ser obtido com alta confiança quando utilizado no modelo as mudanças físicas do clima e do solo.

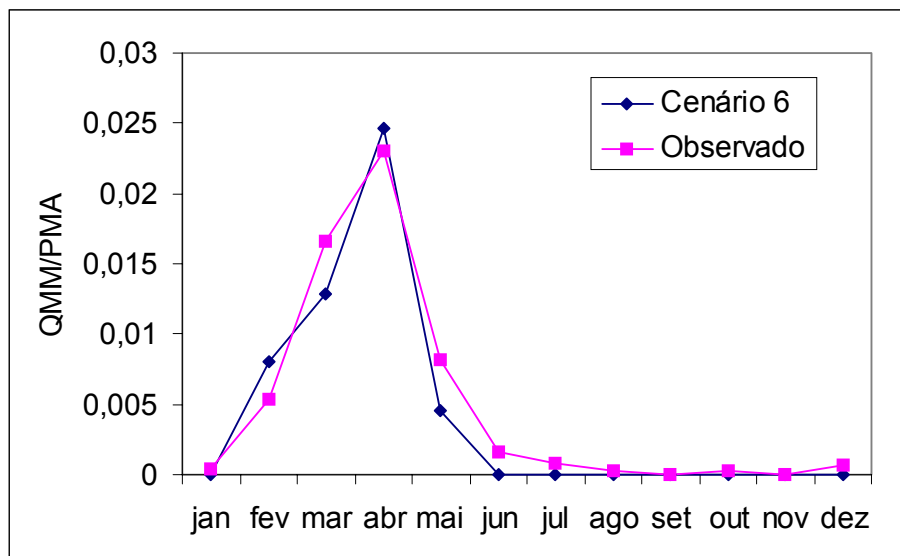


Figura 4.30 - Comparação entre o escoamento superficial observado e estimado pelo o modelo refinado, em escala mensal, para o sexto cenário, na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras

De modo semelhante, a introdução do sétimo cenário tem os mesmos objetivos do sexto, já descrito no início deste item. A Figura 4.31 mostra a comparação entre o escoamento superficial mensal observado e estimado pelo o modelo refinado, em escala mensal, para o sétimo cenário, na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras. Neste cenário a porosidade foi de 50%. O coeficiente de Nash é igual a 0,936 e o de determinação 95%. Em resumo, nota-se que o sexto cenário é melhor do que o sétimo para representar escoamento superficial. Todas as alterações possíveis de ajuste do modelo foram efetuadas no sétimo cenário. Para GROHMAN (1960) dependendo da natureza e distribuição das partículas, o solo pode ter porosidade mínima de 30 e máxima de 80%. Normalmente, valores de porosidade do solo são da ordem de 40-60%, e devido à reunião das partículas em micro-agregados e agregados do solo. Como visto aqui, o melhor valor da porosidade foi de 50% está dentro do intervalo que normalmente é apresentado a porosidade para a região em estudo.

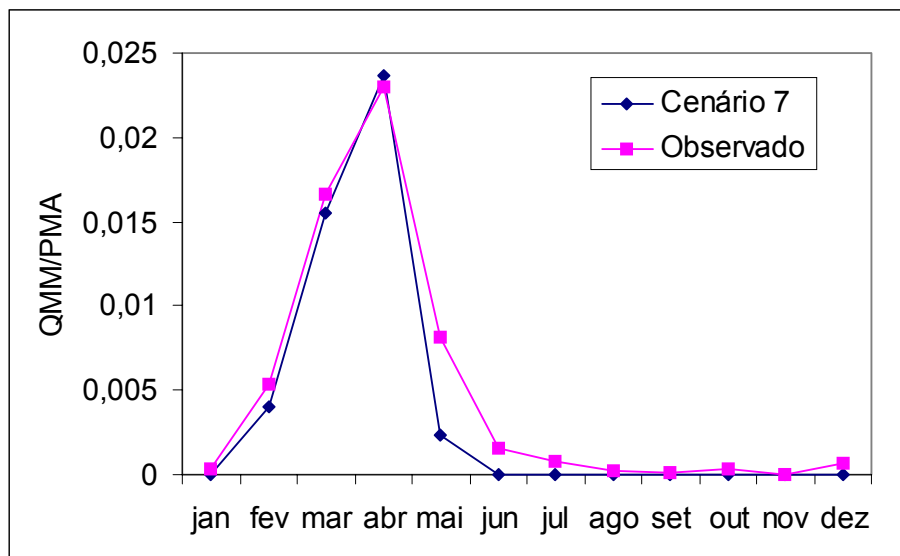


Figura 4.31 - Comparação entre o escoamento superficial mensal observado e estimado pelo o modelo refinado, em escala mensal, para o sétimo cenário, na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras

4.5.3 Balanço hídrico em escala diária

A Figura 4.32 mostra a comparação entre o escoamento superficial observado e estimado pelo modelo refinado, em escala diária, para o cenário cinco, na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras. Nota-se ótima correspondência entre os valores estimados e observados. Nesse cenário, variou-se também a profundidade do solo, a precipitação e a cobertura vegetal. Os melhores valores para profundidade e cobertura vegetal são: 0,6 metro e 85% para São José dos Cordeiros, 0,8 metro e 70% para Desterro e 0,4 metro e 20% para Serra Branca, respectivamente. Com essas variações obteve-se coeficiente de Nash foi igual a 0,99 e o coeficiente de determinação foi de 99%.

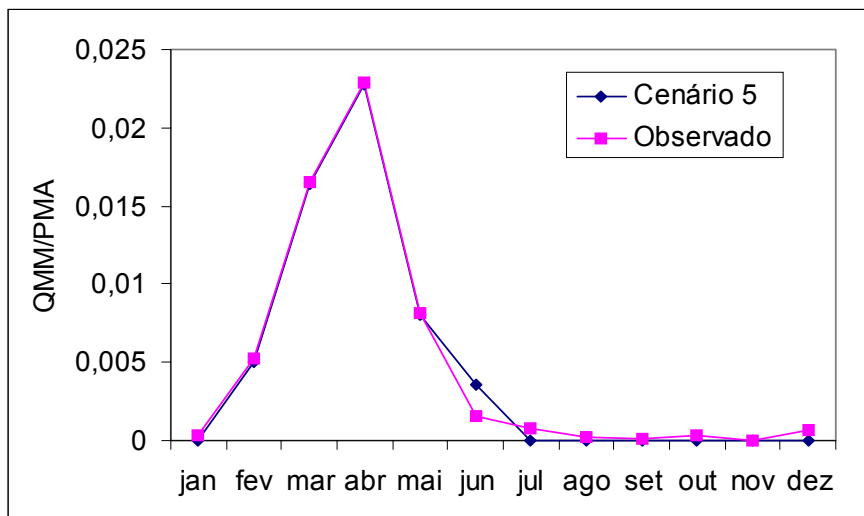


Figura 4.32 - Comparação entre o escoamento superficial mensal observado e estimado pelo modelo refinado, em escala diária, para o quinto cenário, na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras

A Figura 4.33 mostra as curvas de permanência da vazão observada e estimada pelo modelo refinado, para o cenário cinco, em escala diária, na sub-bacia do Taperoá, em Poço de Pedras. Nota-se que o modelo corresponde razoavelmente bem aos valores observados. Porém, apresenta sobreestimativa de vazão para o tempo de permanência inferior a 12% e pequena subestimativa para o tempo de permanência superior a esse percentual. O coeficiente de Nash foi igual a 0,87 e o coeficiente de determinação foi de 89%. BERGER & ENTEKHABI (2001) também analisando as respostas hidrológicas em relação a fisiografia e climatologia, em 10 pequenas bacias obtiveram que quando no modelo era considerado a influência tanto da fisiografia quanto da climatologia, em média, o coeficiente de determinação foi igual a 90%.

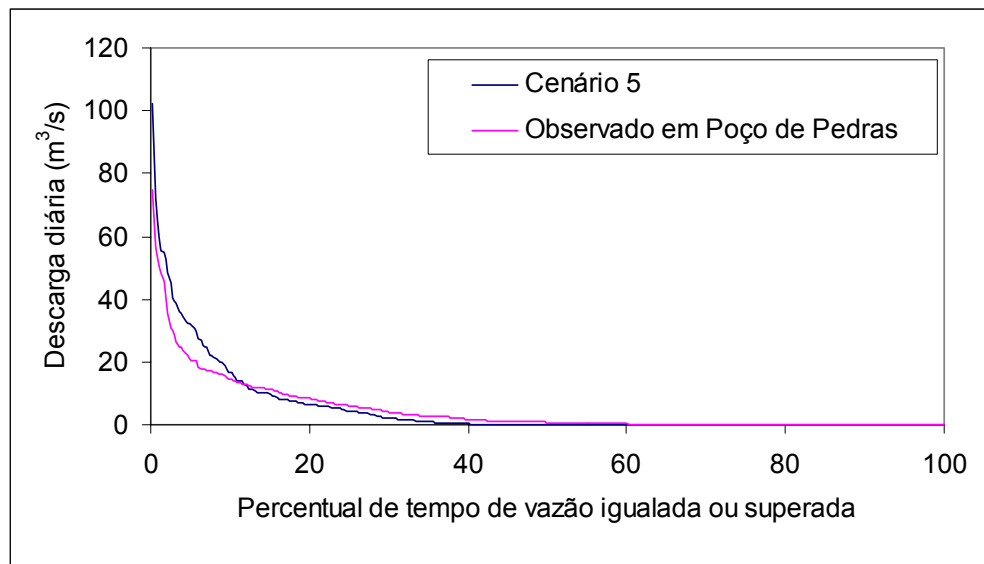


Figura 4.33 - Curvas de permanência da vazão observada e estimada pelo modelo refinado, em escala diária, para o quinto cenário, na sub-bacia do rio Taperoá, em Poço de Pedras

Na busca de solucionar os problemas de sub e sobreestimativa do escoamento, verificados no cenário cinco (Figura 4.33) se propôs o sexto cenário já descrito no item 4.5.2. A Figura 4.34 mostra as curvas de permanência da vazão observada e estimada pelo modelo refinado, em escala diária, para o sexto cenário, na sub-bacia do rio Taperoá, em Poço de Pedras. Nota-se que um pequeno aumento da condutividade hidráulica do solo, melhor valor em 11 metros/dia, obtém-se melhoria significativa na representação do escoamento superficial. O Coeficiente de Nash foi igual a 0,88 e o coeficiente de determinação foi de 89%.

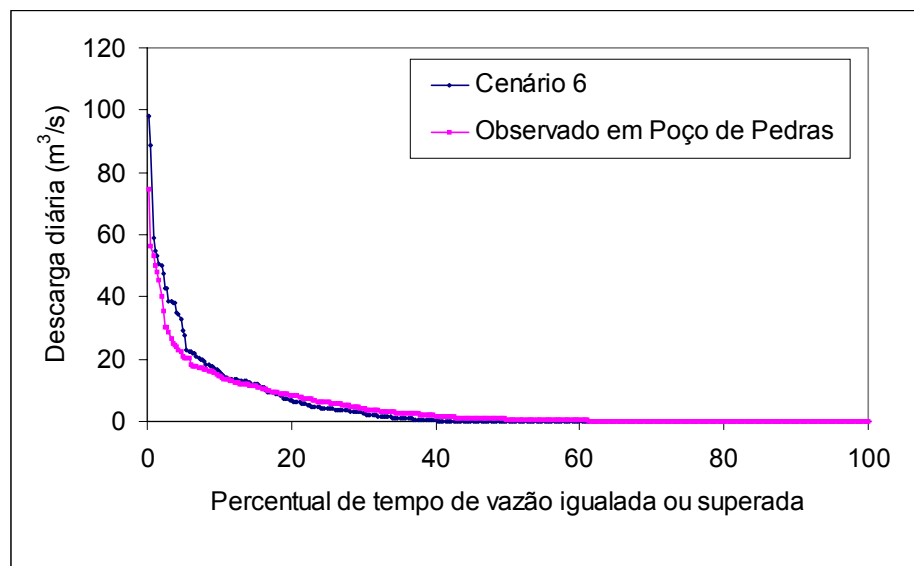


Figura 4.34 - Curvas de permanência da vazão observada e estimada pelo modelo refinado, em escala diária, para o sexto cenário, na sub-bacia do rio Taperoá, em Poço de Pedras

A Tabela 4.6 apresenta as diferenças entre os cenários utilizados neste estudo. Note que os cenários aumentam suas complexidades de cima para baixo.

Tabela 4.6 – Descrição das diferenças entre os cenários adotados neste estudo

Cenários	Profundidade do solo	Precipitação	Cobertura vegetal	Condutividade hidráulica	Porosidade do solo
Um	uniforme	Homogênea	uniforme	constante	constante
Dois	uniforme	variação espaço-temporal	uniforme	constante	constante
Três	varia	Homogênea	uniforme	constante	constante
Quatro	varia	variação espaço-temporal	uniforme	constante	constante
Cinco	varia	variação espaço-temporal	variação espacial	constante	constante
Seis	varia	variação espaço-Temporal	variação espacial	varia	constante
Sete	varia	variação espaço-temporal	variação espacial	varia	variação

4.6 – Aplicação do modelo à bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa

Aqui o modelo de balanço hídrico, ajustado anteriormente para as sub-bacias de Caraúbas e Poço de Pedras, foi aplicado à bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa (composta pelas sub-bacias do Alto Paraíba e Taperoá), em escalas mensal e diária, a fim de estimar o escoamento superficial anual, mensal e diário que afluí ao reservatório Epitácio Pessoa (Boqueirão).

4.6.1 Aplicação do modelo a sub-bacia do Alto Paraíba

Aqui foi efetuado o balanço hídrico para as sub-bacias do Alto Paraíba. Para tanto, foi estendido, o balanço hídrico ajustado para a sub-bacia a montante de Caraúbas, para a toda sub-bacia do Alto Paraíba. Essa extensão foi realizada

aumentando o número de postos pluviométricos, que para Caraúbas foi utilizado cinco e para o Alto Paraíba aumentou um posto, que foi Barra de São Miguel. A Figura 4.35 mostra o escoamento superficial mensal observado em Caraúbas e estimado pelo modelo refinado, em escala diária, para a sub-bacia do Alto Paraíba. Na figura nota-se ótima correspondência entre os valores observados e estimados. Como base no resultado obtido pode-se afirmar que a sub-bacia a montante da seção transversal de Caraúbas representa muito bem a sub-bacia do Alto Paraíba. O coeficiente de Nash foi igual a 0,99 e o coeficiente de determinação 99%.

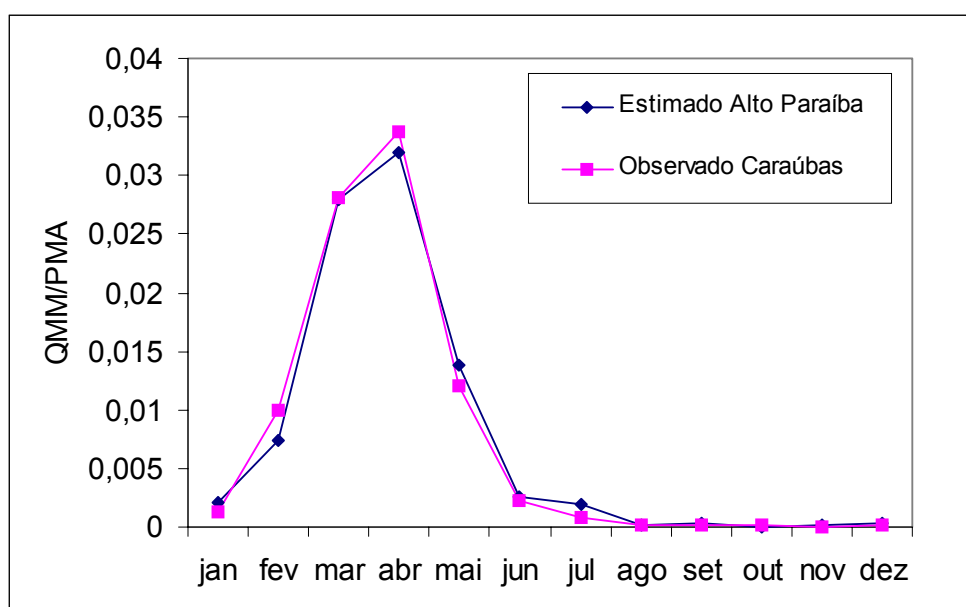


Figura 4.35 – Escoamento superficial mensal observado e estimado pelo modelo refinado, em escala diária, para a sub-bacia do Alto Paraíba

A Figura 4.36 mostra as curvas de permanência de vazão diária observada e estimada pelo modelo refinado para a sub-bacia do Alto Paraíba. Nota-se que os valores estimados pelo modelo correspondem muito bem aos valores observados na seção transversal de Caraúbas. Ou seja, a vazão observada em Caraúbas corresponde à vazão estimada na sub-bacia do Alto Paraíba.

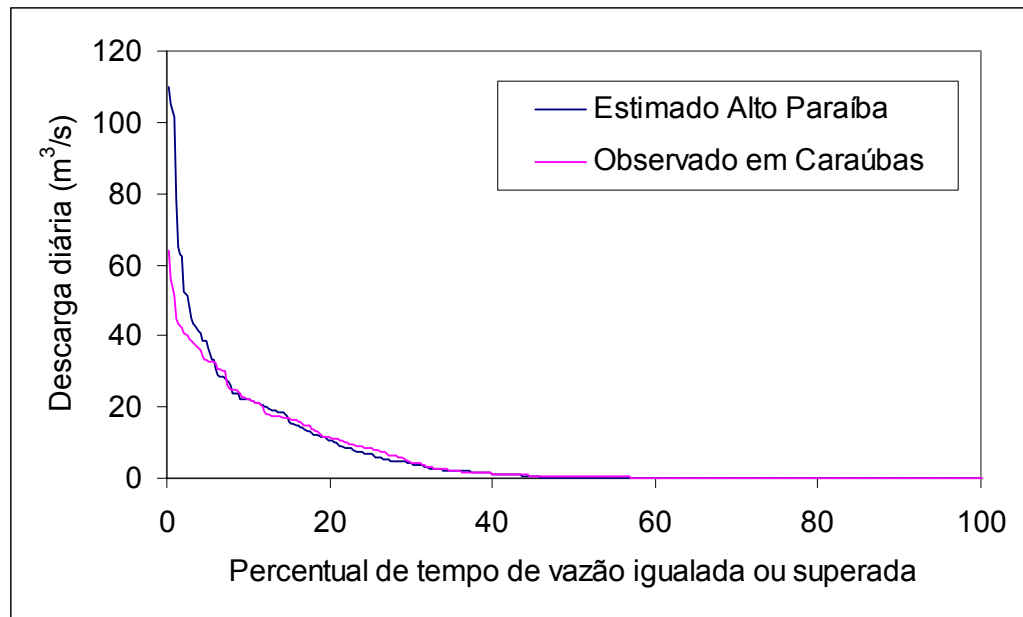


Figura 4.36 – Curva de permanência da vazão diária observada e estimada pelo modelo refinado para a sub-bacia do Alto Paraíba

4.6.2 Aplicação do modelo a sub-bacia do Taperoá

A Figura 4.37 mostra o escoamento superficial mensal observado em Poço de Pedras e estimado pelo modelo refinado, em escala diária, para a sub-bacia do Taperoá. Nota-se que há também boa representação do escoamento superficial. O coeficiente de Nash foi igual a 0,97 e o coeficiente de determinação foi de 97%.

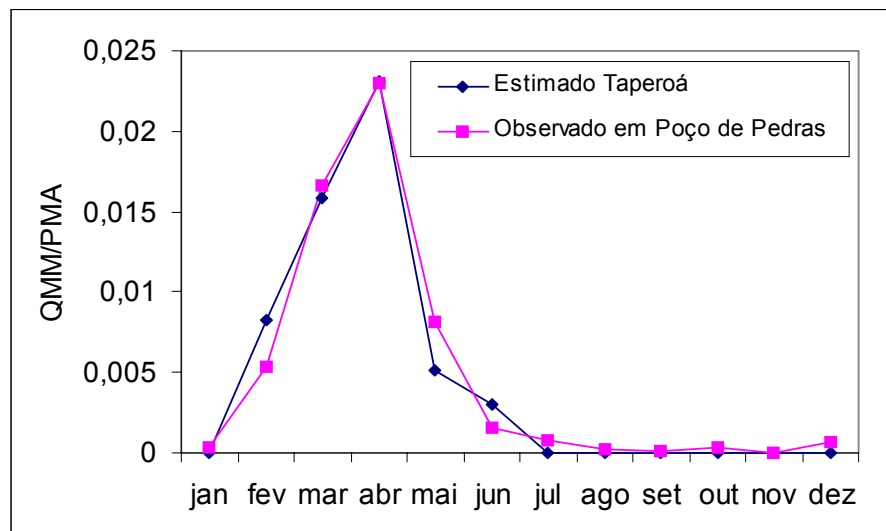


Figura 4.37 - Escoamento superficial mensal observado e estimado pelo modelo refinado, em escala diária, para a sub-bacia do Taperoá

A Figura 4.38 mostra as curvas de permanência de vazão diária observada e estimada pelo modelo refinado para a sub-bacia do Taperoá. Nota-se que a estimativa da vazão na sub-bacia do Taperoá corresponde à vazão observada na seção transversal de Poço de Pedras. Pode ser visto também que o percentual de tempo de permanência de vazão mais significativa ocorreu em cerca de 20 % do ano. GALVÃO et al.(2001) analisando a curva de permanência em Poço de Pedras obteve percentual de 22,7% do ano com ocorrências de vazão acima de $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$.

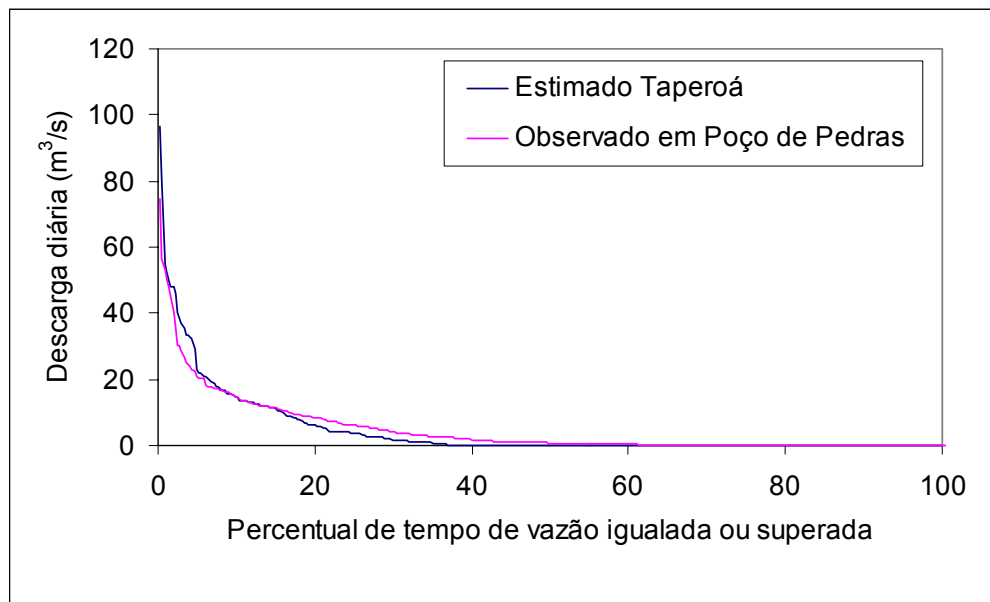


Figura 4.38 – Curva de permanência da vazão diária observada e estimada pelo modelo refinado para a sub-bacia do Taperoá

4.6.3 - Distribuição mensal do escoamento superficial para Boqueirão

A Figura 4.39 mostra o escoamento superficial mensal, médio ponderado, observado e estimado pelo modelo refinado, em escala diária, para a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa. A ponderação foi baseada nas áreas das sub-bacias do Alto Paraíba a montante de Caraúbas e do Taperoá a montante de Poço de Pedras. Essa ponderação foi feita devido à falta de dados de vazões observadas nas saídas das sub-bacias do Alto Paraíba e do Taperoá. Esse procedimento é semelhante ao utilizado por WARD (1993) quando realizou o balanço hídrico para o estado do Texas – USA. Pode ser visto na figura que os valores estimados pelo modelo correspondem bem aos valores observados. O valor do coeficiente de Nash, obtido foi igual 0,98 e o coeficiente de determinação foi de 98%.

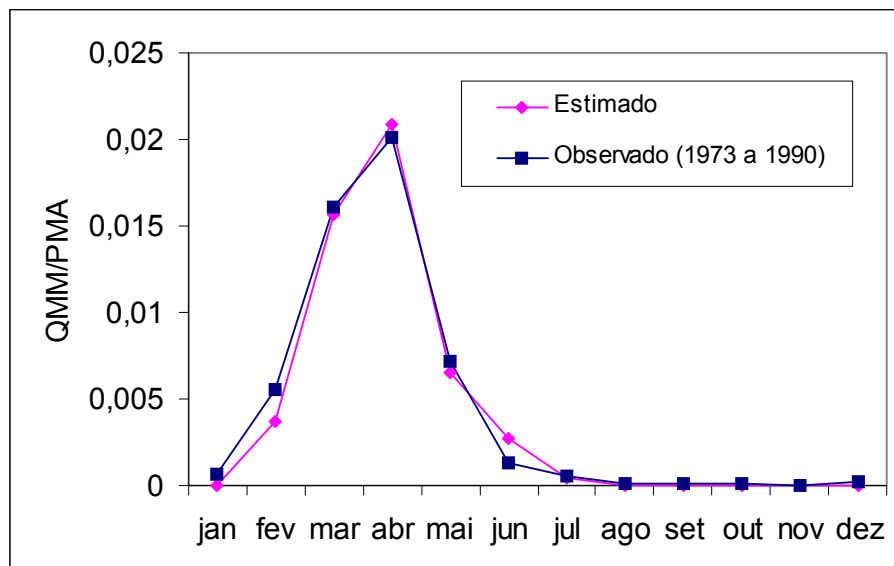


Figura 4.39 – Escoamento superficial mensal, médio ponderado, observado e estimado pelo modelo refinado, em escala diária, para a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa

A fim de comparar os valores do escoamento superficial estimado e observado em Boqueirão de Cabaceiras, foram utilizadas duas séries de precipitação, a primeira no período de 1932 a 1952 e a segunda de 1973 a 1990. Na aplicação do modelo à bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa, composta pelas sub-bacias, Alto Paraíba e do Taperoá, adicionou-se postos pluviométricos a fim de melhor representar espacialmente as precipitações das duas últimas sub-bacias.

A Figura 4.40 mostra o escoamento superficial mensal observado em Boqueirão de Cabaceiras, no período de 1932 a 1952 e o escoamento superficial (médio ponderado) estimado para a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa pelo modelo refinado, em escala diária. Nota-se que os valores estimados não correspondem aos observados. Neste caso o coeficiente de Nash foi igual a 0,83 e o coeficiente de determinação foi de 89%.

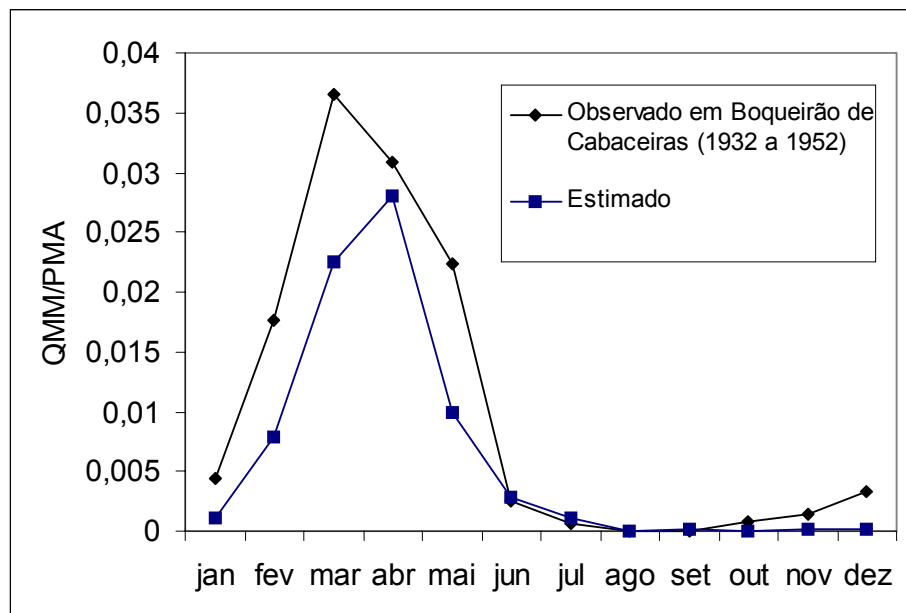


Figura 4.40 – Escoamento superficial mensal observado em Boqueirão de Cabaceiras no período de 1932 a 1952 e estimado pelo modelo refinado, em escala diária, para a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa

Com intuito de investigar as causas apresentadas no resultado acima, da variabilidade do escoamento superficial ao longo do tempo, efetuou-se análise comparativa das séries de vazões observadas em Boqueirão de Cabaceiras, Poço de Pedras e Caraúbas.

A Figura 4.41 mostra as vazões médias observadas nas seções transversais de Boqueirão de Cabaceiras em 20 anos, Poço de Pedras e Caraúbas. Primeiro pode ser notado que há diferenças nas lâminas escoadas entre Caraúbas e Poço de Pedras. Essa diferença pode ser devido à inclinação das duas sub-bacias, como também aos índices pluviométricos que são bastante diferentes entre as duas sub-bacias. A inclinação da bacia hidrográfica é tão importante que constitui a base do modelo hidrológico chuva-vazão, denominado TOPMODEL proposto por BEVEN & KIRBY (1979). O modelo foi aperfeiçoado por outros pesquisadores, tais como MOORE et al. (1993) e SCHULER (1998).

Nota-se ainda que há retardo e amortecimento no escoamento superficial de Caraúbas e Poço de Pedras quando comparado com Boqueirão de Cabaceiras. Inicialmente, aventou-se a possibilidade de que a causa do retardo e amortecimento estaria relacionado aos diferentes períodos das séries de vazão, já que o período da série

de Boqueirão de Cabaceiras é de 1932 a 1952, e o de Poço de Pedras e Caraúbas é de 1973 a 1990.

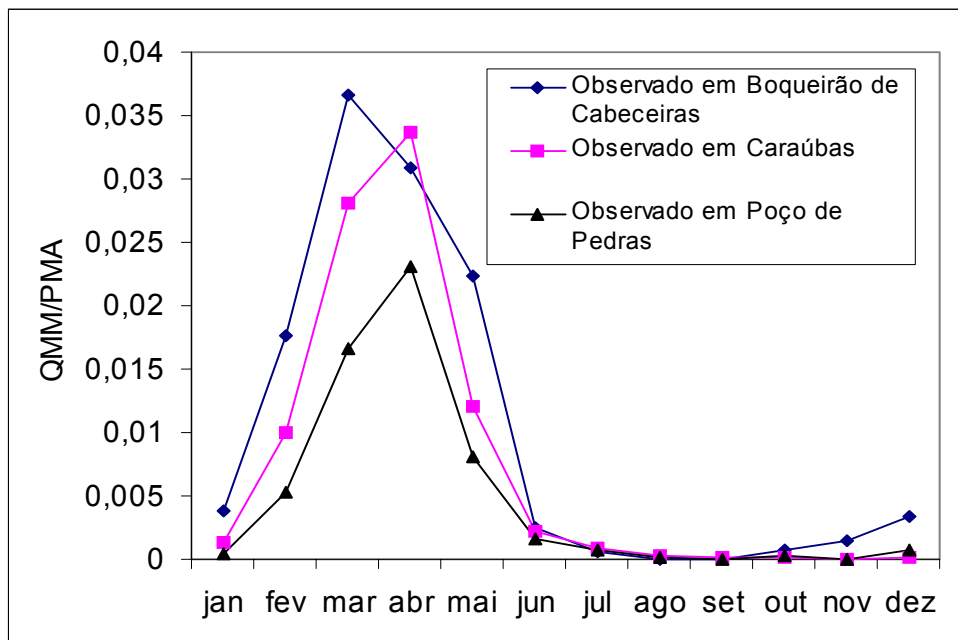


Figura 4.41 – Comparação das vazões médias observadas em Boqueirão de Cabaceiras em 20 anos, Poço de Pedras e Caraúbas

Quando os valores estimados pelo modelo são comparados com valores observados no período de 1942 a 1952, nota-se que nos primeiros três meses o modelo corresponde muito bem. Porém, para o restante do período chuvoso o modelo não acompanha a variabilidade do escoamento superficial, como mostra a Figura 4.42.

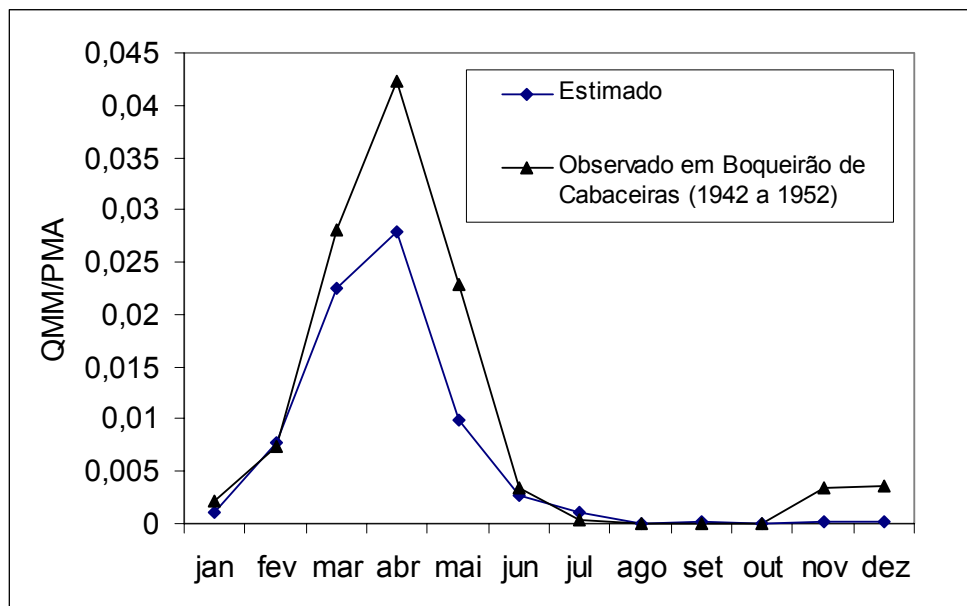


Figura 4.42 – Escoamento superficial mensal observado em Boqueirão de Cabaceiras no período de 1942 a 1952 e estimado pelo modelo refinado, em escala diária, para a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa

As Figuras 4.43 e 4.44 mostram as vazões médias mensais observadas nas seções transversais de Boqueirão de Cabaceiras, em 15 e 10 anos, respectivamente, Poço de Pedras e Caraúbas. Note que o padrão do escoamento superficial mensal em Boqueirão de Cabaceiras foi alterado quando comparado com o padrão da Figura 4.41. Na 4.41, o pico do escoamento ocorre no mês de março, na 4.43 entre março e abril e na 4.44 em abril.

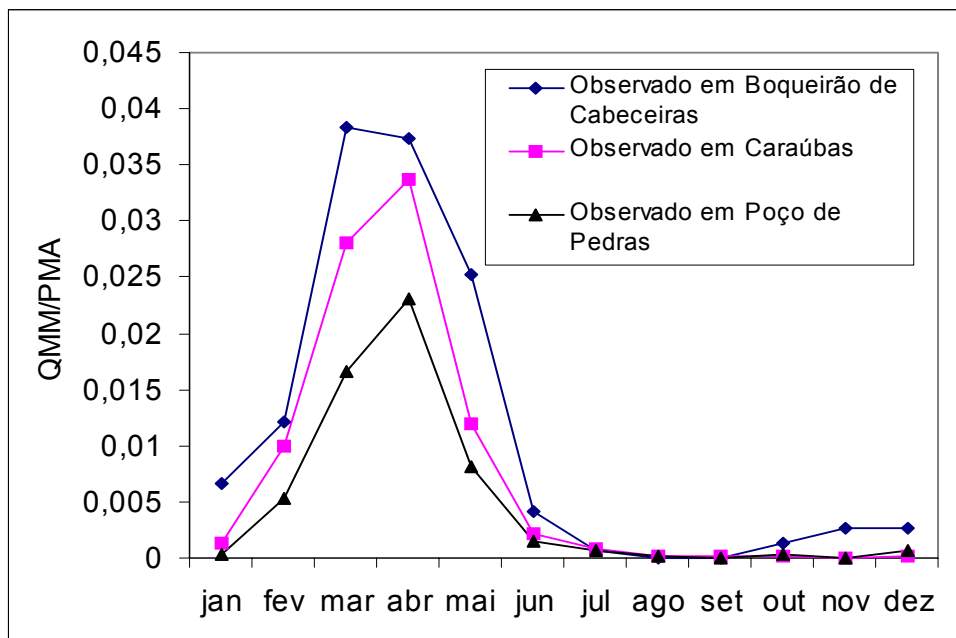


Figura 4.43 – Comparações das vazões médias mensais observadas em Boqueirão de Cabeceiras em 15 anos, Poço de Pedras e Caraúbas

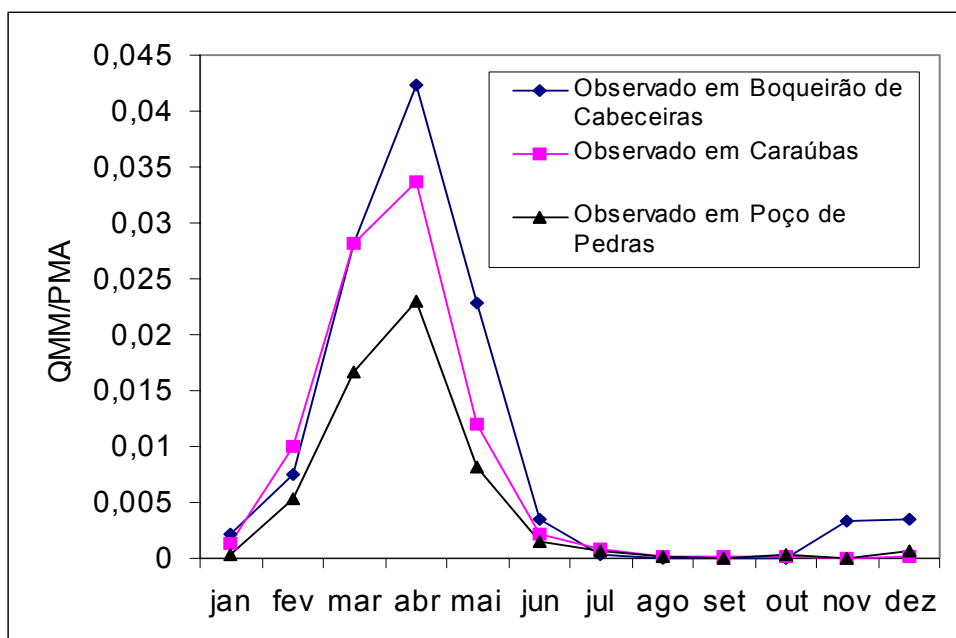


Figura 4.44 – Comparações das vazões médias mensais observadas em Boqueirão de Cabeceiras em 10 anos, Poço de Pedras e Caraúbas

Diante do exposto acima, será efetuada uma análise das possíveis causas da mudança temporal do escoamento superficial da bacia em estudo. As Figuras 4.45 e 4.46 mostram a precipitação média mensal para os períodos de 1932 a 1952 e 1970 a 1996, respectivamente, em seis postos pluviométricos da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa. Foram utilizados apenas seis postos pluviométricos para esta análise porque são os que possuem séries antigas de precipitações. Comparando-as nota-se que não há modificação no padrão da precipitação ao longo do tempo. Nas Tabelas 4.6 e 4.7 estão dispostos os números dessas figuras. Como não houve mudança significativa no padrão da precipitação, sugere que a mudança no padrão do escoamento superficial tenha ocorrido devido à construção de diversos reservatórios a montante do açude Epitácio Pessoa, após 1970, como pode ser visto na Figuras 4.47. De todos os açudes construídos, apenas o açude de Campos foi construído no ano de 1940. Em vista disso, acredita-se que a série de vazão observada em Boqueirão de Cabaceiras, por ser muito antiga, não mais representa o escoamento superficial que afluí ao reservatório Epitácio Pessoa. Para fins de modelagem no âmbito da bacia em estudo, sugere-se que se utilizem as vazões de observadas em Caraúbas e Poço de Pedras.

Na literatura nacional e internacional encontram-se inúmeros estudos de casos que demonstram claramente a modificação sofrida pelo meio ambiente após a construção de grandes barragens (em especial aquelas com mais de 15 metros de altura) em canais fluviais. O conhecimento sobre os vários efeitos produzidos pelos diferentes tipos de represas cresceu muito nas últimas décadas, em grande parte influenciada pelo extraordinário aumento do número de grandes barragens nas últimas décadas, em todo o mundo (BRANDT, 2000).

Os resultados mostram que a metodologia utilizada permite representar a variação hidrológica da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa e proporcionar melhor manejo dos recursos hídricos da bacia. Isso porque a metodologia apresentada poderá servir como modelo de previsão e apresentar as possíveis mudanças de comportamento da bacia. Segundo EAGLESON (1978.1) quantificar o balanço hídrico levando em consideração as propriedades físicas do solo, controle da vegetação e clima, esse procedimento analítico provê perspicácia física na junção dinâmica de sistemas de clima-terra-vegetação.

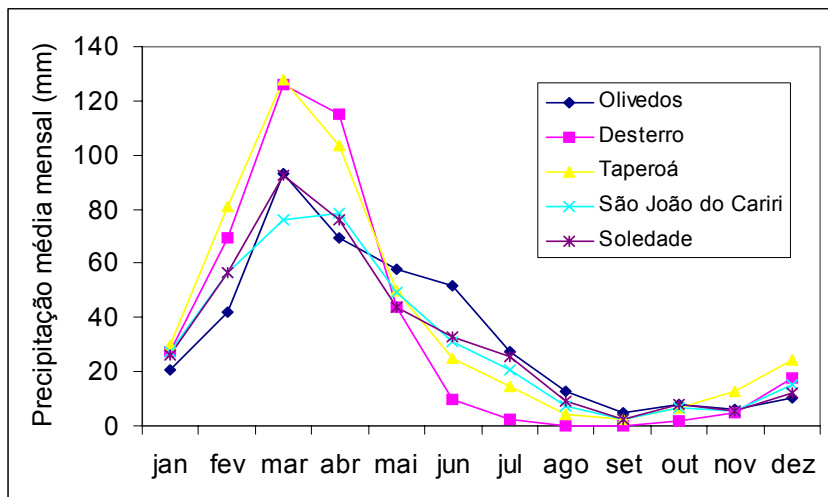


Figura 4.45 – Precipitação média mensal para o período de 1932 a 1952, em seis postos pluviométricos no âmbito da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa

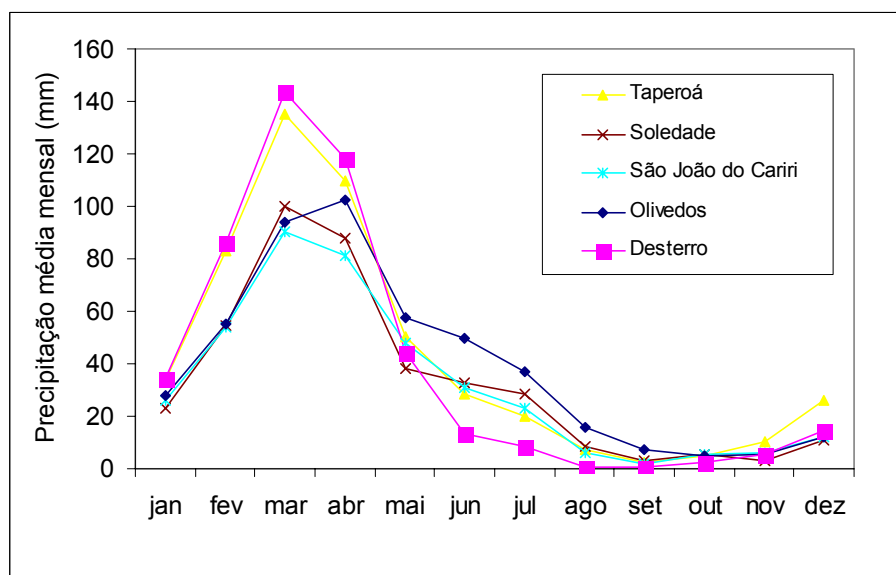


Figura 4.46 - Precipitação média mensal para o período de 1970 a 1996, em seis postos pluviométricos no âmbito da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa

As Tabelas 4.7 e 4.8 mostram os valores das precipitações médias para cinco diferentes postos no âmbito da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa. A primeira para o período de 1932 a 1952 e a segunda para o período 1973 a 1996.

Tabela 4.7 – Precipitação média mensal (mm) para o período de 1932 a 1952

Postos	Janeiro	fevereiro	março	abril	maio
Taperoá	30	81	128	104	50
Soledade	26	57	93	76	44
São João do Cariri	27	57	76	78	49
Olivedos	20	42	93	69	58
Desterro	28	70	126	115	44

Tabela 4.8 – Precipitação média mensal (mm) para o período de 1973 a 1996

Postos	janeiro	fevereiro	março	abril	maio
Taperoá	34	83	135	110	51
Soledade	23	55	100	88	38
São João do Cariri	26	54	90	81	48
Olivedos	28	55	94	102	58
Desterro	34	86	144	118	44

A Figura 4.47 mostra a localização espacial de dez açudes construídos no âmbito da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa, após 1970.

Em resumo, sugere-se que doravante haja melhor gerenciamento dos recursos hídricos no âmbito da bacia estudada, principalmente no que se refere à tomada de decisão para construção de novos reservatórios, a fim de que não ocorram prejuízos irrecuperáveis e significativos para a cidade de Campina Grande. Visto que a construção desordenada de reservatórios a montante do açude Epitácio Pessoa influi negativamente no fluxo de água desse açude. Para REBOUÇAS (2002) verifica-se que o nordestino, nas diversas formas de ocupação do território, fundamentou a sua economia no aproveitamento do potencial hídrico localizado, explorando de forma extensiva tanto a agricultura quanto a pecuária. Contudo, face ao baixo nível tecnológico/organizacional, dentre outros fatores, não conseguiu condições de consolidação econômica dessas atividades. Por sua vez, as condições primitivas de uso e ocupação do meio físico muito têm contribuído para a destruição do solo, o empobrecimento das pastagens nativas e a redução das suas reservas de água.

4.6.4 - Distribuição diária do escoamento superficial para Boqueirão

A Figura 4.48 mostra as curvas de permanência da vazão diária, observada e estimada pelo modelo refinado, para a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa, durante o período de 1973 a 1990. Nota-se que os valores estimados pelo modelo correlacionam-se muito bem com os valores observados. Também pode ser visto que as vazões mais significativas ocorrem em apenas 20% do ano. O coeficiente de Nash foi igual 0,95 e o coeficiente de determinação foi de 96%.

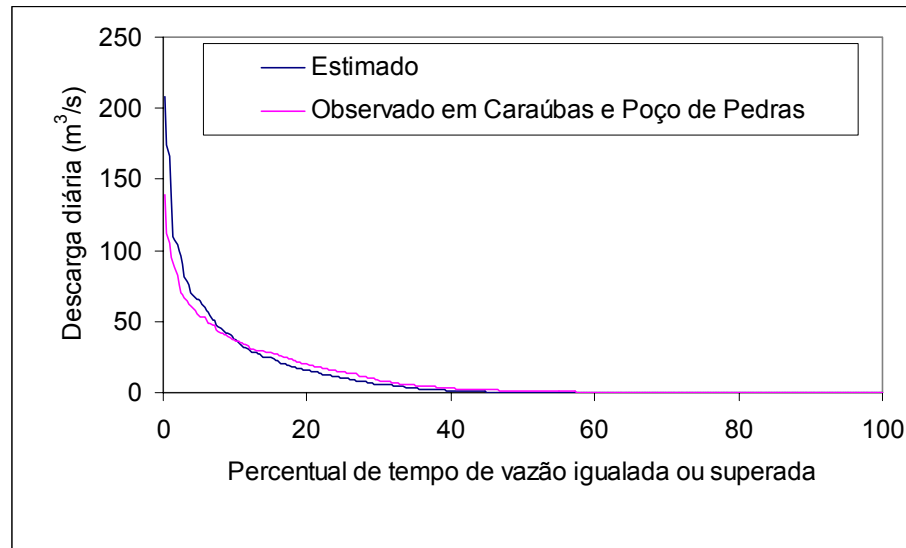


Figura 4.48 – Curvas de permanência de vazão diária, média ponderada, observada e estimada pelo modelo refinado para a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa

4.6.5 – Estimativa do escoamento superficial anual para Boqueirão

A Figura 4.49 mostra a estimativa do escoamento superficial anual estimado pelo modelo para a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa. Em média, cerca de 12% da precipitação é transformada em escoamento superficial. EAGLESON (1978.6) foi um dos primeiros a analisar o escoamento superficial anual, através da influencia do clima, solo e vegetação na dinâmica do balanço hídrico.

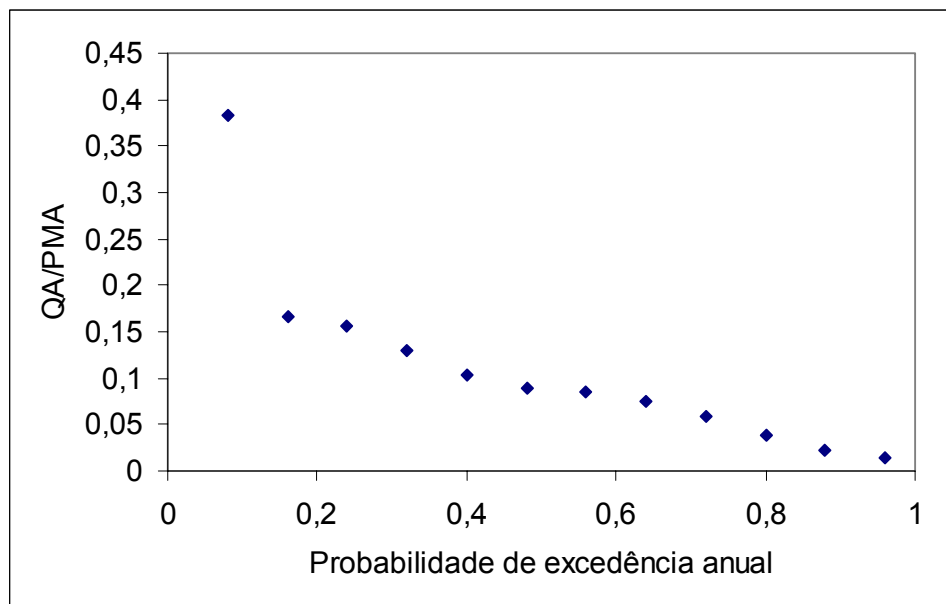


Figura 4.49 – Estimativa do escoamento superficial anual estimado pelo modelo para a bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa

4.7 – Considerações finais

O balanço hídrico aqui desenvolvido e aplicado, de modo geral, responde muito bem à variabilidade do escoamento superficial da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa, apesar da grande variabilidade anual da precipitação, que decresce de 740 para 340 mm, de sul para norte e de leste para oeste, como visto anteriormente. Ainda pode ser visto que, o modelo responde muito bem à variabilidade intra-anual, em anos de El Niño e La Niña.

5.0 CONCLUSÕES

Com base nos diversos aspectos realizados neste estudo, as conclusões podem ser agrupadas em termos de: 1) resultados obtidos com o ajuste e aplicação do balanço hídrico 2) metodologia adotada e 3) ferramentas utilizadas como SIG e TOPAZ. Dessa forma apresentam-se as seguintes conclusões:

5.1 - Ajuste e aplicação do balanço hídrico

Os resultados do modelo de balanço hídrico demonstraram que houve mudanças no padrão do escoamento superficial a montante da estação fluviométrico de Boqueirão de Cabaceiras. Essas mudanças se traduzem em retardo e diminuição do escoamento superficial afluente ao açude Epitácio Pessoa, devido a construção de novos açudes a montante da seção e, ao uso do solo. O modelo estima que cerca de 12 % da precipitação é transformada em escoamento superficial

O escoamento superficial da sub-bacia a montante da seção transversal de Caraúbas possui maior influência da profundidade do solo. Em média essa profundidade é de 0,65 metro.

A sub-bacia do Taperoá possui solos mais porosos, mais profundos e mais variáveis do que a sub-bacia do Alto Paraíba. Isso se traduz em maior infiltração de água no solo para a sub-bacia do Taperoá.

A sub-bacia do Alto Paraíba possui maior contribuição do escoamento superficial ao açude Epitácio Pessoa do que a sub-bacia do Taperoá. Ou seja, o Alto Paraíba contribui com 7,5% e o Taperoá com 4,5% da precipitação média anual. A diferença de 3% demonstra maior importância do escoamento superficial, da sub-bacia do Alto Paraíba, afluente ao açude Epitácio Pessoa.

O modelo de balanço hídrico utilizado neste estudo é capaz de fornecer boas estimativas do escoamento superficial, para anos de El Niño e de La Niña, com exceção dos picos em anos de El Niño.

5.2 - Metodologia de balanço hídrico

O modelo de balanço hídrico desenvolvido a partir da escala anual com refinamentos progressivos até chegar na escala diária demonstrou-se bastante factível e eficiente em quantificar os recursos hídricos das bacias do semi-árido, em especial da bacia hidrográfica do açude Epitácio Pessoa. Esse modelo permitiu uma verificação da importância relativa dos diversos processos hidrológicos como: evapotranspiração, fluxo subsuperficial e superficial e as influências das características do solo. Entretanto, neste estudo não se tentou obter o hidrograma a nível diário, pois o interesse foi o rendimento mensal e anual da bacia como contribuição para o açude Epitácio Pessoa.

5.3 - SIG e TOPAZ

Os resultados aqui obtidos utilizando SIG e TOPAZ demonstram que os métodos automáticos apresentam as seguintes vantagens: custo mínimo, rapidez de obtenção da informação desejada, redução de trabalho, detectar erro de feições através da interpretação humana, permite a comparação quantitativa e a reaplicação dos resultados e maior detalhamento da rede de drenagem. Porém, a precisão do resultado final depende da resolução utilizada. Modelos Digitais de Elevação – MDE podem ser considerados como elementos básicos de modelos hidrológicos quando associados a Sistemas de Informações Geográficas.

O TOPAZ é eficiente em fornecer os parâmetros topográficos da bacia para a modelagem hidrológica. De outra forma o levantamento dessas informações a partir de mapas topográficos além de ter uma menor precisão, demandaria grande tempo. As informações geradas através do intercâmbio entre o SIG e o TOPAZ podem ser utilizadas em futuras análises e comportamentos hidrológicos da bacia. Por fim, a metodologia aqui utilizada, como por exemplo, a ligação de modelo digital de elevação, sistemas de informações geográficas e recursos hídricos podem ser considerados pioneiros e direciona o futuro dos estudos dos recursos hídricos na região Nordeste do

Brasil. Os erros encontrados indicam uma forte dependência com o tamanho da bacia. Essa dependência se explica pelo tamanho da célula (área de 1,0 km²), fazendo com que em pequenas bacias (pequeno número de células) um eventual valor anômalo de elevação tenha um peso muito grande, acabando por interferir na delimitação da bacia. No caso das grandes bacias, por exemplo, toda a bacia hidrográfica de Boqueirão (maior número de células) notou-se que os erros foram bem menores. Os resultados indicaram que em pequenas bacias as bases globais devem ser utilizadas com certa cautela já que os erros encontrados foram relativamente grandes. Já para grandes bacias, por exemplo, a de Boqueirão, os erros são bem menores e a utilização das bases pode ser feita principalmente quando se tratarem de problemas relativos a estudos de viabilidade, inventário, projetos preliminares e modelagem de grandes bacias.

O presente estudo evidenciou a necessidade para um gerenciamento rigoroso dos recursos hídricos no âmbito da bacia estudada, principalmente no que se refere à tomada de decisão para construção de novos reservatórios, a fim de que não ocorram prejuízos irrecuperáveis e significativos para a cidade de Campina Grande. Visto que a construção desordenada de reservatórios a montante do açude Epitácio Pessoa influi negativamente no afluxo de água desse açude.

6.0 RECOMENDAÇÕES

No desenvolvimento do modelo aqui ajustado, aplicado e verificado, os reservatórios subterrâneos foram considerados independentes. Em estudos futuros, sugere-se que esses reservatórios sejam considerados em série e/ou em paralelo para as estimativas do escoamento superficial.

Sugere-se ainda que as características físicas da bacia sejam obtidas com base em informações digitais de elevação do terreno, com resolução de 90 metros. Fazendo assim, o conhecimento dos processos hidrológicos envolvidos será maximizado.

Existem outros algoritmos que não foram utilizados nesse trabalho que efetuam ajustes e consistências na delimitação das bacias hidrográficas. A utilização desses algoritmos pode melhorar ainda mais a precisão dos traçados.

Apesar das bases globais apresentarem resultados satisfatórios não se deve deixar de investir em levantamentos de campo. Levantamentos com maior precisão sempre serão preferíveis, porém, em lugares onde não existirem tais dados, verificou-se que a utilização das bases globais em problemas de recursos hídricos é viável.

O processo de acompanhamento do fluxo sobre a superfície não foi utilizado neste trabalho seria necessário incluir esse processo para definir o hidrograma do fluxo a nível diário.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, J.M.B.; REPELLI, C.C. Variabilidade Pluviométrica no setor norte do nordeste do Brasil e os eventos El – Niño/ Oscilação Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, vol. 7(2), 588-592, 1992.

ARAGÃO, J.O.R. Fatos Sobre o Fenômeno El Niño e Sua Relação Com as Secas no Nordeste do Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia-SBMET**-Vol. 14, nº 1, P. 2-8, 1990.

ARNELL, N. W. Grid Mapping of River Discharge. **Journal of Hydrology**, vol. 167, pp.39-56, 1995.

ARNELL, N. W., The Effect of Climate Change on Hydrological Regimes in Europe: A Continental Perspective. **Global Environmental Change** 9, pp. 5-23, 1999.

ARNELL, N. W., KING, R. **The Impact of Climate Change on Water Resources. In: DETR/ The Met. Office.** Climate Change and its Impacts: a Global Perspective, Department of the Environment, Transport and the Regions, pp. 10-11, 1997.

BERGER, K. P.; ENTEKHABI, D. Basin hydrologic response relations to distributed physiographic descriptors and climate. **Journal of Hydrology**, vol.247, pp. 169-182, 2001.

BEVEN, H. J.; KIRKBY, M. J. A physically based variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrology Science Bulletin.**, 24 (1):43-69, 1979.

- BEVEN, K. J.; WOOD, E. F. Flow Routing and The Hydrological Response of Channel Networks. **Channel Networks Hydrology**. Pp. 99- 128, 1993.
- BJERKNES, J. Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**. Vol.97, pág. 163 – 172, 1969.
- BLACK, C. **Methods of Soil analysis. Physical and Mineralogical Properties Including Statistics**. Inc. Agronomy-mograp. (09). Part 1, 26p, 1965.
- BRAGA, J.C. **Modelo hidrológico de parâmetros distribuídos para obtenção do hidrograma de escoamento superficial**. Viçosa, MG: UFV, 2000. 76 Tese (Mestrado em Engenharia Agrícola)-Universidade Federal de Viçosa, 2000.
- BRAGA, A. C. F. M.; FIGUEIREDO, E. E. Effects of the Climate Variability on the Simulated Runoff in a Semiarid Region of Brazil. **Water Resources Research Engineering Area**. Department of Civil Engineering, Federal University of Paraíba. Campina Grande- PB- Brazil, 2003.
- BURROUGHT, P. A. Principles of Geographical Information System for Land Resources Assessment. **Clarendon Press**. Oxford, 1986.
- CARVALHO GUERRA, H. O. **Física dos solos**. Campina Grande, Pb. Departamento de Engenharia Agrícola – Centro de Ciência e Tecnologia- CCT-UFPB. 175p, 2000.
- CHAUBEY, I.; HAAN, C. T.; GRUNWALD, S. SALISBURY, J. M. Uncertainty in the Model Parameters due to Spatial Variability of Rainfall. **Journal of Hydrology**. Vol. 220, pp. 48-61, 1999.
- CHURCH, M. R., BISHOP.G.D., CASSEL. D.L. Maps of Regional Evapotranspiration and Runoff/ Precipitation Ratios in the Northeast United States. **Journal of Hydrology**, vol. 168, pp. 283-298, 1995.

COSTA, M. H. B.; FOLEY, J. A. Water Balance of the Amazon Basin: Dependence on Vegetation Cover and Canopy Conductance. **Journal of Geophysical Research**, 102 (D20), vol.23, pp. 973-989. 1997.

DOOGE, J.I. The Rational Method for Estimating Flood Peak. *Engineering* (London), 184: 311-3374, 1957. DOOGE, J.I. A General theory of the unit hydrograph. **Journal Geophysical Research**. 64(2):241-256, 1959.

DOOGE, J.I. The linear theory of hydrologic systems. **Technical Bulletin U.S. Dep. Agric.** N^o 1468, U.S. Gov. Print. Off. Washington, D.C., 1973.

D.M. **Handbook on the Principles of Hydrology**, National Research Council of Canada, Water Information Center Inc., Water Research Building, Manhasset Isle, Port Washington, N.Y., 11050. 1970.

EAGLESON, P.S. Dynamics of flood frequency. **Water Resources Research**. V.8, p.878-898, 1972.

EAGLESON, P.S. Climate, Soil and Vegetation. 1. Introduction to Water Balance Dynamics. **Water Resources Researches**, vol.14, n^o 5, october, 1978.

EAGLESON, P.S. Climate, Soil and Vegetation. 2. The Distribution of Annual Precipitation Derived From Observed Storm Sequences. **Water Resources Researches**, vol.14, n^o 5, october, 1978.

EAGLESON, P.S. Climate, Soil and Vegetation. 3. A Simplified Model of Soil Moisture Movement in the Liquid Phase. **Water Resources Researches**, vol.14, n^o 5, october, 1978.

EAGLESON, P.S. Climate, Soil and Vegetation. 5. A Derived Distribution of Storm Surface Runoff. **Water Resources Researches**, vol.14, n^o 5, october, 1978.

- EAGLESON, P.S. Climate, Soil and Vegetation. 6. Dynamics of the Annual Water Balance. **Water Resources Researches**, vol.14, n^o 5, october, 1978.
- EAGLESON, P.S. Climate, Soil and Vegetation. 7. A Derived Distribution of Annual Water Yield **Water Resources Researches**, vol.14, n^o 5, october, 1978.
- EASTMAN, J. R. **Manual do usuário**. Versão Digital. Introdução Exercícios tutorias. Centro de Recursos Idrisi, Brasil. UFRGS-Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1998.
- EFRON, B. Estimating the Error rate of a Prediction Rule: Improvement on Cross Validation. **Journal American. Stat. Assoc.**, 78, 316- 331, 1983.
- EID, N.J., CAMPANA. N.A. Estimativa da Vazão Média Mensal em Sub-Bacia do Rio Negro com o Apoio de Sistemas de Informações Geográficas. **Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins**, Manaus, p. 6, 1999.
- FAIRFIELD, J.; LEYMARIE, P. Drainage Networks from Grid Digital Elevation Models. **Water Resources Research**. Vol. 30 (6), pp. 1681-1692, 1991.
- FAIRFIELD, J. Drainage Networks from Grid Digital Elevation Models. **Water Resources Research**, vol. 27, n^o05, pp. 709-717, maio, 1991.
- FLERCHINGER, G. N.; COOLEY, K. R. A Ten-Year Water Balance of a Mountainous Semi-Arid Watershed. **Journal of Hydrology**. Vol. 237, pp. 86-99, 2000.
- GALVÃO, C.O. Regionalização de vazões características de longo termo para os rios da sub-bacia 38. Estudo formalizado através do Convênio no. 0007/2000, entre a Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL) e a Universidade Federal da Paraíba (UFPB) - Campus II, executado pela Área de Engenharia de Recursos Hídricos do Departamento de Engenharia Civil do Centro de Ciências e Tecnologia em Campina Grande, 2001.

GALVÍNIO, J. D. **Impactos dos Eventos El Niño na Precipitação da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Publicação DCA-CMM-TD N^o 08, 2000.

GARBRECHT, J.; MARTZ, L. W. Comment on “ A Combined Algorithm for Automated Drainage Network Extraction” by Jean Chorowicz et. al. **Water Resources Research**, vol.29, pp. 535-536, 1992.

GARBRECHT, J., MARTZ, L.W. Digital Elevation Model Issues in Water Resources Modeling. Presented at the 19h ESRI International User Conference, Environmental Systems Research Institute. **Published in the Proceedings of this Conference. San Diego**, California, July, 26-30, 1999.

GARBRECHT, J., MARTZ, L.W. **TOPAZ user manual**. An automated digital landscape analysis tool for topographic evaluation, drainage identification, watershed segmentation and subcatchment parameterization. Rep.2-00. Grazinglands Research Laboratory, USDA, Agricultural Research Service, El Reno, Oklahoma. February, 2000.

GARDNER, W.R. **How water moves in the soil**. Crops & Soils. 15:7-9, 1962.

GAVANDER, S.A. **Física de suelos: principios y aplicaciones**. Ed. Limusa-Wiley, 1972.

GHEITH, H.; SULTAN, M. Construction of a hydrologic model for estimating Wadi runoff and groundwater recharge in the Eastern Desert, Egypt. **Journal of Hydrology**, 263, 36-55, 2002.

GRAY, D.M.. **Handbook on the Principles of Hydrology**, National Research Council of Canada, Water Information Center Inc., Water Research Building, Manhasset Isle, Port Washington, N.Y., 11050. 1970.

- GROHMANN, F. **Distribuição e tamanho de poros em três tipos de solos do Estado de São Paulo**. *Bragantina*. 21 (19): 320-327, 1960.
- GUO, S., WANG, J. XIONG, L. YING, A. LI, D. A macro-scale and semi-distributed monthly water balance model to predict climate impacts in China. **Journal of Hydrology**, 268, 1-15p, 2002.
- GUTMAN, G.; IGNATOV, A. The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models. Introduction **Journal Remote Sensing**. 19, n8, 1533-1543p, 1998.
- HANSEN, D.V. **Physical Aspects of the EL NIÑO Events**. Atlantic Oceanographic and Meteorological Lab. , 4301 Rickenbacker Causeway, Miami, Florida 33149 (USA), and Cooperative Institute for Marine and Atmospheric Studies, University of Miami, 4600 Rickenbacker Causeway, Miami, Florida 33149 (USA),1989.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. dynamics of climate Hazards in Northeast Brasil – Quart. **Journal Roy. Meteor. Soc.** Vol. 103, pág. 77 – 92, 1977.
- HILLEL, D. Soil and Water, Physical Principles and Processes. **Academic Press**, New York, 1971.
- HORTON, R. E. Erosional Development of Streams and Their Drainage Basins: Hydrophysical Approach to Quantitative Morphology. *Bulletin Geological Soc. American*. Vol.56, pp.275 a 370, 1945.
- JENSON, S.K., DOMINGUE. J.O. Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographical Information System Analysis. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 54 (11), p.p 1593-1600, 1988.
- JOTHITYANGKOON, C. SIVAPALAN M.; FARMER, D.L. Process Controls of Water Balance Variability in a Large Semi-Árid Catchment: Downward Approach to

- Hydrological Model Development. **Journal of Hydrology**, vol. 254, pp. 174 – 198, 2001.
- JOTHITYANGKOON, C. SIVAPALAN M. Towards Estimation of Extreme Floods: Examination of the Roles of Runoff Process Changes and Floodplain Flows. **Journal of Hydrology**, Vol. 281, pp. 206-229, 2003.
- JULIEN, P.Y., SAGHAFIAN, B., OGDEN, F.L. Raster-based hydrologic modeling of spatially-varied surface runoff. **Water Resources Bulletin**, v.31, n.3, p.523-536, 1995.
- KANE, R.P. Relationship of El Niño – Southern Oscillation and Pacific Sea Surface Temperature with Rainfall in Various Regions of the Globe. **Month Weather Review**, n.8,v.125,p.1972-1800, Aug.1997.
- KARVONEN, T.; KOIVUSALO, H.; JAUHAINEN, M.; PALJKO, J.; WEPPLING, K. A Hydrological Model for Predicting Runoff from Different Land Use Areas. **Journal of Hydrology**. Vol. 217, pp. 253-265, 1999.
- KIM, S.J., STEENHUIS, T.S. GRISTORM: grid-based variable source area storm runoff model. **Transactions of the ASAE**. v.44, n.4, p.863-875, 2001.
- KUNKEL, R., WENDLAND, F. The GROWA98 Model for Water Balance Analysis in Large River Basins – the River Elbe case Study. **Journal of Hydrology**, vol. 259, pp.152 – 162, 2002.
- LACROIX, M. P.; MARTZ, L. W.; KITE, G. W.; GARGRECHT, J. Using Digital Terrain Analysis Modeling Techniques for the Parametarization of a hydrologic Model. **Enviormental Modeling & Software**, vol. 17, pp. 127-136, 2002.
- LEAR, M. S. **Upscaling River Networks Extractions from Global Digital Elevation Models**. Thesis Presented to the Faculty of the Graduate School of The University of Texas, august, 2000.

- LULWITZ, T., HELBIG, A. Grid Related Estimates of Streamflow within the Weser River Basin, Germany. Modeling and Management of Sustainable Basin – scale Water Resource Systems, **Symposium Proceedings**, Boulder, Colorado, IAHS Publ. n^o 231, 1995.
- MAIDMENT, D.R. Developing a spatially distributed unit hydrograph by using GIS. Proceedings of HydroGIS'93. **IAHS Publication**. N.211,1993.
- MAIDMENT, D. R.; REED, S. M.; AKMANSOY, S.; MCKINNEY D. C.; OLIVERA, F.; ZICHUAN, Y. **Digital Atlas of the World Water Balance, Version 1.0**. Center for Research in Water Resources. University of Texas at Austin, May, 1997.
- MANEBE, S. Climate and circulation – 1: the atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. **Monthly Weather Review**. 97 (11), 739-774, 1969.
- MARK, D. M. Automatic Detection of Drainage Networks from Digital Elevation Models. **Cartographica**, 21(2/3):168-178. 1984.
- MARTZ, L. W., AND J. GARBRECHT. Numerical Definition of Drainage Network and Subcatchment Areas from Digital Elevation Models. **Computers and Geosciences**, 18(6):747-761. 1992.
- MARK, L.W.; DE JONG, E. Using Cesium-137 to assess the Variability of Net Soil Erosion and its Association With Topography in a Canadian Prairie Landscape. *Catena*, vol.14(95): pp. 439-451, 1988.
- MARKHAM, C. G.; MCLAIN, D. Sea Surface Temperature Related to Rain in Ceará, North – Eastern Brazil. *Nature*, v. 265, p. 320-3, 1977.

- MEDEIROS, A. M. T. de. **Variabilidade Espaço-Temporal da Precipitação Pluvial Diária Sobre a Bacia Hidrográfica do Açude Epitácio Pessoa**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Campina Grande, novembro, 2003.
- MELO, M. L. D. **Efeito da vegetação em simulações numéricas com o modelo RAMS**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Universidade Federal de Campina Grande. Pp. 104, 2003.
- MELLO, A.B.C.de. **Previsibilidade da Precipitação na Região Semi-árida do Nordeste do Brasil, Durante a Estação Chuvosa, em Função do Comportamento Diário das chuvas na Pré-estação**. Dissertação de MESTRADO EM METEOROLOGIA. Universidade Federal da Paraíba –UFPB. 124 p. (DCA-CMM.TD N°06), 1997.
- MELO, D. D.; K. WORCESTER, D. K. CASSEL; and K.D. MATZDORF. **Soil genesis and ground-water regimes in a closed drainage sysrem**. Agronomy abstracts annual meetings. Las Vergas, Nevada. 114p, 1973.
- MILIARESIS, G. Ch.; ARGIALAS, D. P. Segmentation of Physiographic Features from the Global Digital Elevation Model/GTOPO30. **Computers & Geosciences**, vol. 25, pp. 715-728, 1999.
- MILLY, P. C.D. Climate, soilwater storage, and the average annual water balance. **Water Resources Researches**. 30(7), 2142-2156, 1994.
- MILLER, S.N., GUERTIN, D.P. Teaching spatial analysis for hydrology and watershed management. In: **Proceedings of 1999 ESRI internacional user conference**. San Diego, CA. 1999.
- MOURA, A.D.; SHUKLA, J. On the dynamics of in northeast Brazil: Observations, Theory and Numerical Experiments With a General Circulation Model. **Jounal Atmospheric Sci.**, v.38, p. 2653 –75, 1981.

- MOLLE, F., CARDIER, E. **Manual do pequeno açude**. SUDENE, ORSTON, 511 p. 1992.
- MORRIS, D. G., AND R. G. HEERDEGEN. Automatically Derived Catchment Boundary and Channel Networks and Their Hydrological Applications. **Geomorphology**, 1(2):131-141, 1988.
- MOORE, R.J. The Probability-Distributed Principle and Runoff Production at Point and Basic Scales. **Hydrology Scienc Journal**. 30, pp.273-297, 1985.
- MOORE, I.D.; GRAYSON, R.B. Terrain-based catchment partitioning and runoff prediction using vector elevation data. **Water Resources Researches**, 27(6):1177-1191, 1991.
- MOORE, I.D.; GRAYSON, R.B.; LADSON, A.R. Digital terrain modeling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. **Hydrol. Proc.**, 5:3-30, 1991.
- MOORE, I.D.; TURNER, A.K.; WILSON, J.P.; JENSON, S.K.; BAND, L.E. GIS and landsurface- subsurface process modeling. In: Goodchild, M.F.; Parks, B.O.; Steyaert, L.T.; ed. **Environmental modeling with GIS**. New York, Oxford University Press, 1993. Cap. 19, p. 196-230.
- NASA. Mission Radar Topography Mission. <http://geoimage.com.au>. 2000.
- NASH, J.E. SUTCHIFFE, J. V. River Flow Forecasting Through Conceptual Models. Part. I, A discussion of Principles. **Journal of Hydrology**, 10, pp. 282-290, 1990.
- NUNES, C. M.; MOREIRA, R. C. B.; BERNARDES, G. P.; SIMÕES, S. J. C.; SILVA, J. U. L. Sistema de Informação Geográfica de Pequenas Bacias Hidrográficas. Ribeirão dos Mottas Guaratinguetá, SP. **I Congresso sobre Aproveitamento e Gestão de Recursos Hídricos em Países de Idiomas Portuguêss. (CD-ROM)**. P. 379-388, 2000.

- O'CALLAGHAN, J. F., AND D. M. MARK. The Extraction of Drainage Networks from Digital Elevation Data. **Computer Vision, Graphics, and Image Processing**, 28:323-344, 1984.
- OGDEN, F.J. **CASC2D Reference manual**. Department of Civil and Environmental Engineering/University of Connecticut. 83p. 1998.
- PALACIOS-VÉLES, O.I., GANDOY-BERNASCONI, W., CUEVAS-RENAUD, B. Geometric analysis of surface runoff and the computation order of unit elements in distributed hydrological models. **Journal of Hydrology**, v. 211, p.266-274, 1998.
- PEDROLLO, O. C. Previsão Hidrológica de Curto Prazo com Chuvas Efetivas Determinadas pela Função Sigmóide. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Vol.04, nº 02, abr/jun, pp. 19-30, 1999.
- PELLEGRINO, S. R. M. Extração de Rede de Drenagem de Imagens de Radar Usando Modelos Digitais de Terreno. **Geoprocessamento. Trabalhos. GisBrasil99**. Rede de drenagem, 1999.
- PHILANDER, S.G. El Niño, La Niña and The Southern Oscillation. **Academic Press**, San Diego, Califórnia.292p. 1990.
- PREVEDELLO, C.L. **Física do solo com Problemas Resolvidos** – Curitiba, 446p, 1996.
- PRUSKI, F.F., FERREIRA, P.A., RAMOS, M.M., CECON, P.R. A model to design level terraces. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, 123(1):8-12, 1997a.
- REBOUÇAS, A. C. **O Potencial de Água do Semi-Árido Brasileiro: Perspectivas do Uso Eficiente**. Universidade de São Paulo. American Institute of Hydrology. 2002.

- REED, S. M.; MAIDMENT, D. R. A GIS Procedure for Merging NEXRAD Precipitation Data and Digital Elevation Models to Determine Rainfall-Runoff Modeling Parameters. **CRWR Online Report 95-3**, setembro, 1995.
- REYNARD, N., S. ANDREWS, A.J., ARNELL, N.W. The Derivation of a Runoff Grid for Southern Africa for Climate Change Impact Analyses, In: FRIEND 97- Regional Hydrology: Concepts and Models for Sustainable Water Resource Development, **International Association of Hydrological Sciences**, Publ. 246, pp.23-30, 1997.
- SARMENTO, F. J. Avaliação Estocástica de Risco de Colapso: O caso do abastecimento de água de Campina Grande-PB-Brasil. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, vol.09, nº02, abril/junho, pp: 51-59, 2004.
- SAVABI, M.R., FLANAGAN, D.C., HEBEL, B., ENGEL, B.A. Application of WEPP and GIS-GRASS to a small watershed in Indiana. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 50, p.477-483, 1995.
- SAGHAFIAN, B. JULIEN, P. Y. RAJAIE, H. Runoff hydrograph simulation based on time variable isochrone technique. **Journal of hydrology**. Vol. 261, 193-203, 2002.
- SCHULER, G. A. Remote Sensing in Hydrology. **Journal of Hydrology**. 100v, 239-265p, 1988.
- SCHULER, A.E. **Aplicação do TOPMODEL em uma bacia de mesoescala localizada na cabeceira do rio Corumbataí**. São Carlos, SP: EESC/USP, 1998. 130p. Tese (Mestrado em Ciências da Engenharia Ambiental)-Escola de Engenharia de São Carlos/Universidade de São Paulo, 1998.
- SEYFRIED, M.; HARRIS, R.; MARKS, D. And JACOB, B. Geographic database, Reynolds Creek Experimental Watershed, Idaho, United States. **Water Resources Research**, vol. 37, Nº 11, pp. 2825-2829, novembro, 2001.

- SHERMAN, L. K. Streamflow from rainfall by the unit graph method. **Eng. News Rec.**, 108: 501-505, 1932.
- SOIL CONSERVATION SERVICE. **National engineering handbook**. s.l.,1972. n.p. (Section 4: Hydrology).
- SOUZA, E. B. **Um Estudo Observacional sobre o Padrão de Dipolo de Anomalias de TSM no Oceano Atlântico Tropical**-Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, São José dos Campos (SP) – 1995.
- SILVA, E.R. **O curso da água na história: simbologia, moralidade e a gestão de Recursos Hídricos**. Rio de Janeiro, RJ. Fundação Oswaldo Cruz/Escola Nacional de Saúde Pública, 1998. 166p. Tese (Doutorado em Saúde Pública)—Escola Nacional de Saúde Pública, 1998.
- SILVA, J.M.A. **Metodologia para obtenção do hidrograma de escoamento superficial para qualquer ponto ao longo de uma encosta**. Viçosa, MG: UFV. 1999. 61p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, 1999.
- SILVA, J.F.da. **El Niño, Fenômeno Climático do Século**. Brasília-DF, 139p, Editora: Thesaurus, 2000.
- SILVA, J. M. A. Da. **Modelo hidrológico para o cálculo do balanço hídrico e obtenção do hidrograma de escoamento superficial em bacias hidrográficas: desenvolvimento e aplicação**. Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosas. Programa de pós-graduação em Engenharia Agrícola. Minas Gerais_Brasil, pp.129, 2002.
- SMITH, P. **Hydrologic Data Development System**, Master Thesis, Department of Civil Engineering, University of Texas at Austin, 1995.

STONE, M. Cross Validatory Choice and Assessments of Physical Predictions. **J. Roy. Stat. Soc.**, B36, 111-147, 1974.

SUDENE, **Cartas planialtimétricas na escala 1:100.000**,1982.

SUDENE/DPG-PRN-HME, **Dados pluviométricos mensais do Nordeste**, série: Brasil.

SUDENE_DPG-PRN-HME. Recife, Pernambuco, **Pluviometria n^o 5-Paraíba**, 1990.

TARBOTON, D. G.; BRAS, R. L. On the Extraction of Channel Networks from Digital Elevation Data. **Hydrologic Processes**. Vol. 5(1), pp. 81-100, 1991.

THORNTHWAITE, C.W. "An Approach Toward a Rational Classification of Climate", **Geographical Review**, 38, 55-94,1948.

TODINI, E. Rainfall –Runoff Modeling- Past, Present and Future. **Journal of Hydrology**. Vol. 100, 341-352, 1988.

TODINI, E. The ARNO Rainfall – Runoff Model. **Journal of Hydrology** 175, pp.339-382, 1996.

TRIBE, A. Automated Recognition of Valley Heads from Digital Elevation Models. **Earth Surface Processes & Landforms**, v. 16(1), pp. 33-49, 1992.

TUCCI, C. E.M. **Hidrologia: Ciência e Aplicação**. Porto Alegre; Ed. da Universidade: ABRH: EDUSP, 1993.

TUCCI, C.E.M. **Modelos Hidrológicos**. Porto Alegre; Ed. Universidade – UFRGS- Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1998.

TUCCI, C. E. M. Escoamento Superficial, In: TUCCI,C.E.M. **Hidrologia: ciencia e aplicação**. Porto Alegre: ABRH-EDUSP, 943P, 2000.

USGS a, 7,5-Minute Digital Elevation Model Data,

http://edcwww.cr.usgs.gov/glis/hyper/guide/7_min_dem as of March 1998.

USGS b, 1-Degree Digital Elevation Model,

http://edcwww.cr.usgs.gov/glis/hyper/guide/1_drg_dem as of March 1998.

USGS c, Global 30 arc-second Elevation Data Set,

<http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html> as of March 1998.

UVO, C. R. B.. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 82p.1989.

VARELLA, R.F., CAMPANA, N.A. Simulação matemática do processo de transformação de chuva em vazão: estudo do modelo TOPMODEL. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v.5, n.4, p.121-139, 2000.

VERDIN, K. L.; JENSON, S. K. Development of Continental Scale Digital Elevation Models and Extraction of Hydrographic Features. **In: Proceedings**, Third International Conference/Workshop on Integrating GIS. National Center for Geographic Information and Analysis. Santa Fé, 1996.

VERTESSY, R.A.; ELSENBEER, H. Distributed modeling of storm flow generation in an Amazonian rain forest catchment: effects of model parameterization. **Water Resources Researches**, 35(7):2173-2187, 1999.

VILLELA, S. M., MATOS, A. **Hidrologia Aplicada**. Editora McGraw-Hill do Brasil, São Paulo, 245p, 1975.

WARD, M.N.; FOLLAND, C. K. Prediction of Seasonal Rainfall in The North Nordeste of Brazil Using Eigenvectors of Sea-Surface Temperature. **Int. Journal of Climate**. v. 11,p. 711-43, 1991.

WARD, G.H. A Water Budget for the State of Texas with Climatological Forcing, “**Texas Journal of Science**, 45, N^o 3, pp. 249-264, 1993.

WERLANG, L.M. **Caracterização físico-hídrica de solos numa topossequência da zona semi-árida da Paraíba**. Dissertação apresentada à Coordenação do Curso de Pós-graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal da Paraíba-CampusII. Pp82, agosto, 2001.

WHITEHEAD, P.G.; ROBINSON, M. Experimental basin studies: an international and historic perspective of forest impacts. **Journal of Hydrology**, 145:217-230, 1993.

WOOLDRIDGE, S.; KALMA, J.; KUCZERA, G. Parameterisation of Simple Semi-Distributed Model for Assessing the Impact of Land Use on Hydrologic Response. **Journal of Hydrology**. Vol.254, pp. 16-32, 2001.

WOOD, E. F., LETTENMAIER, D. P. ZARTARIAN, V. G. A land-surface hydrology parametrization with subgrid variability for general circulation models. **Journal Geophysical Resources**, 97, (D3), 2717-2718p, 1992.

ZHANG, S. CORDERY, I.; SHARMA, A. Application of an Improved Linear Storage Routing Model for the Estimation of Large Floods. **Journal of Hydrology**, vol. 258, pp. 58-68, 2002.

Apêndice A

METODOLOGIA DO TOPAZ

O objetivo do TOPAZ é o de promover uma abrangente avaliação da forma digital da topografia do terreno, com particulares fases, mantendo consistência entre todos os dados derivados. Os arquivos de saídas do TOPAZ consistem de tabelas e “raster” espaciais. Os dados dessas tabelas servem para análise do usuário ou como entrada em modelos hidrológicos distribuídos. Dados “raster” incluem mapas digitais da rede de drenagem, sub-bacias e outras características topográficas espaciais e hidrológicas. Os mapas “raster” do TOPAZ podem ser importados por um SIG a fim de exibir as informações numéricas em forma de imagens.

A1 - Fundamentos e capacidades do programa

As informações processadas no TOPAZ foram baseadas no método D8 descrito em FAIRCHILD & LEYMARIE (1991), no conceito do fluxo a jusante e no conceito da Área de Origem Crítica (CSA). O método D8 define as propriedades do terreno para cada célula individual do “raster”. A função do CSA é de definir canais a superfície, além de controlar a segmentação da bacia e todo resultado espacial da rede de drenagem, topologia e características de sub-bacias.

Dentro desse esquema geral, os dados de elevação digital são processados no TOPAZ por um sistema computacional interdependente. As operações analíticas executadas por esses programas realizam três grandes funções: (1) pré-processamento dos dados de elevação, (2) segmentação hidrográfica e (3) parametrização topográfica.

A2 – Pré-processamento dos dados de elevação

Dentre as capacidades inovadoras do TOPAZ está a habilidade em distinguir dois tipos de depressões: depressão plana e depressão fechada. As depressões planas são causadas por um grupo de células de “raster” com elevação mais baixa que a circunvizinha, as depressões fechadas são causadas por uma faixa estreita de células “raster”, de elevação mais alta, no caminho da drenagem, semelhante a uma obstrução ou represa de fluxo.

A3 - Segmentação hidrográfica

A segmentação hidrográfica identifica a rede de canais, os fluxos das sub-bacias a montante e lateral. A drenagem à superfície é determinada da célula com menor inclinação para uma das oito células adjacentes. A área de drenagem a montante de cada célula é então determinada usando o conceito da inclinação do fluxo a montante e os canais são definidos usando a área de origem crítica (CSA). O TOPAZ tem a capacidade de gerar segmentação hidrográfica e rede de canais com características espaciais variadas. Ou seja, a estrutura da rede de drenagem, densidade de drenagem e as propriedades das sub-bacias podem ser diferentes, em diferentes partes da bacia. Essa capacidade é usada para responder à variação espacial da hidrografia, ao controle geológico, ao tipo de solo, ao clima e a vegetação.

A4 - Parametrização topográfica

A parametrização topográfica envolve propriedades e parâmetros do “raster” de MDE, derivações da rede de canais, ligações de canais e sub-bacias, para se obter inclinação da superfície do terreno e o aspecto, padrão de drenagem e os limites de sub-bacias, em formato “raster”. Pode-se obter ainda, número de ligação de canais, comprimento do rio principal, área de sub-bacias, densidade de drenagem, inclinação, elevação, áreas de drenagem a montante e lateral e informações de conectividade da topologia. Todas essas informações são apresentadas em forma de imagem que podem ser visualizadas em SIG.

A5 - Programa TOPAZ

Subprograma DEDNM

O programa DEDNM lê e confere entrada de dados do MDE; pré-processa os dados de elevação para retificar depressões e superfícies planas e permitir uma definição de não-ambigüidade de drenagem a jusante. Executa a segmentação hidrográfica que define o limite de bacia, a rede de drenagem, as ligações de canais correspondentes e sub-bacias.

Subprograma RASPRO

O programa RASPRO transforma os dados gerados pelo DEDNM em propriedades “raster”.

Subprograma RASFOR

O programa RASFOR lê os arquivos de “raster” não formatados, produzidos pelo o programa DEDNM e RASPRO e transforma esses dados de “raster” em ASCII ou GIS. Os formatos existentes no TOPAZ aqui utilizado são: dois formatos ASCII (1-D e 2-D) e dois formatos SIG.

Subprograma RASBIN

O programa RASBIN transforma um “raster” de rede de drenagem em binário.

Subprograma NSSTAT

O programa NSSTAT calcula a média e o desvio-padrão das ligações de canais e propriedades de sub-bacias. Calcula também parâmetros como área de drenagem e densidade de drenagem.

Subprograma PARAM

O subprograma PARAM estima as propriedades das sub-bacias e os parâmetros do raster produzidos pelo programas DEDNM e RASPRO.

A6 - Organização do TOPAZ

Os subprogramas do TOPAZ são mutuamente dependentes. O único programa que é executado e que não depende da introdução de qualquer outro programa é o DEDNM. Por causa da interdependência, a sucessão de execução dos subprogramas é importante para operação do TOPAZ. O subprograma DEDNM sempre é avaliado primeiro, seguido por

qualquer um dos três subprogramas RASBIN, RASPRO ou RASFOR, como indicado pelas setas da Figura A1. Se o usuário desejar executar o subprograma RASPRO, então o subprograma RASFOR deverá ser executado em seguida. Semelhantemente, o subprograma NSSTAT só pode ser usado quando o subprograma RASBIN foi executado. A execução do subprograma PARAM depende de dados dos subprogramas DEDNM e RASPRO, e não pode ser executado antes deles.

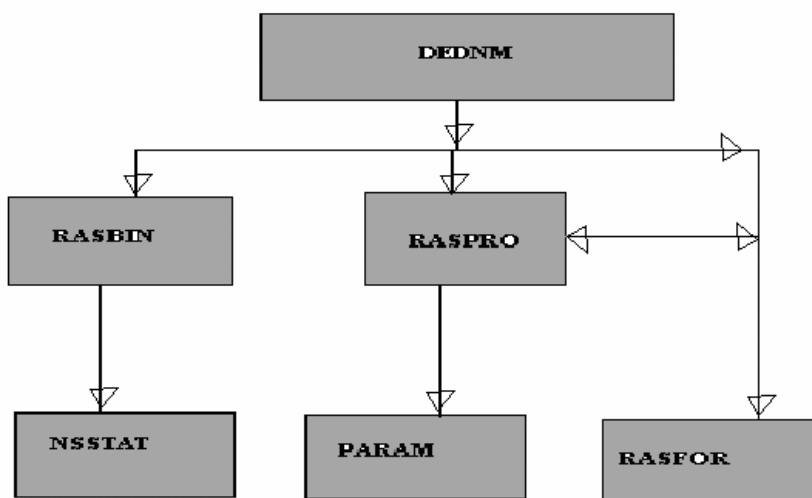


Figura A.1 - Esquema do TOPAZ

A7 - Equações pertinentes aos cálculos efetuados pelo TOPAZ

A parametrização automática da rede de drenagem da bacia hidrográfica em estudo foi baseada no conceito de simulação de fluxo sobre a superfície, definido nos estudos de O'CALLAGHAN & MARK, (1984), JENSON & DOMINGUE (1988), MARK & DE JONG (1988) e MORRIS & HEERDEGEN (1988). Esse conceito aplica o método D8 proposto em FAIRCHILD & LEYMARIE (1991), para determinar a direção do fluxo de cada célula. O método D8 compara a elevação local com as oito elevações de sua vizinhança. Dessa forma é possível determinar a direção do fluxo, das maiores para as menores elevações.

A7.1 Comprimento da sub-bacia

O comprimento de uma sub-bacia é definido como a distância entre a exutória e o ponto mais afastado. Em geral, as sub-bacias têm formatos irregulares, portanto pode haver vários possíveis valores de comprimentos, que por sua vez dependem da localização onde a estimativa é feita. GARBRECHT & MARTZ (1999) propõem dois métodos, denominado “Data Reduction” para calcular o comprimento de sub-bacia: 1) Distância média do deslocamento do curso de água e 2) Comprimento médio do percurso do rio. No primeiro método, o comprimento da sub-bacia é definido pela distância média do escoamento superficial, do seu ponto de origem, no interior da sub-bacia, até o primeiro canal adjacente de menor inclinação. Para obter essas estimativas, através dessas técnicas supracitadas, é necessário utilizar um Modelo de Elevação Digital (em inglês, DEM). Todas as informações necessárias para se calcular o comprimento do curso d’água, tais como: contorno da sub-bacia, canais adjacentes e padrão de fluxo, podem ser obtidas pelo MDE. Aqui, o comprimento médio do curso de água é calculado pela média aritmética de todos os comprimentos dos cursos de água da sub-bacia. Cada uma das distâncias de curso de água é calculada, ao longo do rio, entre uma célula da sub-bacia e o canal adjacente. A distância média do deslocamento do curso de água é calculada pela expressão:

$$L_t = \frac{\sum_{i=1}^{n_s} D_i k_i}{\sum_{i=1}^{n_s} k_i} \quad (\text{A.1})$$

em que L_t é o comprimento médio do curso d’água, n_s é o número total de célula da sub-bacia, D_i é a distância do curso d’água, da célula i para o canal adjacente e k_i é um fator de ponderação, com valor igual a um, para curso o d’água originado na célula da sub-bacia e igual a 0,5 para curso d’água originado na célula do canal.

O método dois é diferente do método um, visto que, por definição, o ponto inicial do comprimento dos afluentes é um divisor de drenagem, enquanto que o início do comprimento no método um, ou seja, o ponto inicial, pode ser considerado em qualquer célula da sub-bacia. É importante notar que esses divisores de drenagem não são apenas localizados no contorno da bacia. Os picos da topografia, no interior da sub-bacia, produzem, também, divisores de drenagem que representam pontos iniciais dos afluentes. Como resultado, esses divisores locais (os picos) geram comprimentos médio de afluentes menor do que a distância média

entre o contorno da sub-bacia e o canal adjacente. O comprimento médio do percurso do rio é estimado por:

$$L_f = \frac{1}{n_i} \sum_{i=1}^{n_i} l_i^f \quad (\text{A.2})$$

em que L_f é o comprimento médio do curso d'água, n_i é o número de afluentes na sub-bacia, i é um contador de afluentes e l_i^f é o comprimento individual de afluente.

A7.2 Geração de declividade e de aspectos da declividade

O declive em qualquer célula pode ser determinado comparando a altitude de cada uma das células vizinhas. De forma similar é obtido o aspecto que determina a direção de orientação da encosta e a maneira pela qual a luz do Sol iluminará a superfície considerando-se uma posição específica do Sol.

A declividade do terreno é definida por um plano tangente em um ponto da superfície. A declividade é composta por duas componentes: 1) o gradiente, as vezes também chamado de declividade, que é a máxima razão de variação de cota z e; 2) o aspecto que é a direção dessa máxima razão de variação de cota. A declividade pode ser expressa em graus de 0 a 90⁰ ou em porcentagem, enquanto que o aspecto é expresso em graus de 0 a 360⁰. As formulações gerais para o cálculo da declividade D e do aspecto E são dadas a seguir:

$$D = \arctg \left\{ \left[\left(\frac{\partial Z}{\partial X} \right)^2 + \left(\frac{\partial Z}{\partial Y} \right)^2 \right]^{1/2} \right\} \quad (\text{A.3})$$

$$E = \arctg \left[\left(\frac{\partial Z}{\partial Y} \right) / \left(\frac{\partial Z}{\partial X} \right) \right] \quad (\pi < E < \pi) \quad (\text{A.4})$$

em que $\partial Z / \partial X$ e $\partial Z / \partial Y$, são derivadas parciais nas direções X e Y .

Segundo BURROUGH (1986), se a superfície for representada por uma grade regular, a melhor estimativa das componentes do vetor gradiente, na posição i, j é obtida por:

$$\left[\frac{\partial Z}{\partial X} \right]_{i,j} = \left[\frac{(Z_{i+1,j+1} + 2 * Z_{i+1,j} + Z_{i+1,j-1}) - (Z_{i-1,j+1} + 2 * Z_{i-1,j} + Z_{i-1,j-1})}{8 * \Delta X} \right] \quad (\text{A.5})$$

$$\left[\frac{\partial Z}{\partial Y} \right]_{i,j} = \left[\frac{(Z_{i+1,j+1} + 2 * Z_{i,j+1} + Z_{i-1,j+1}) - (Z_{i+1,j-1} + 2 * Z_{i,j-1} + Z_{i-1,j-1})}{8 * \Delta Y} \right] \quad (\text{A.6})$$

em que os elementos de Z estão distribuídos segundo oito pontos vizinhos à derivada de Z .

A7.3 - Inclinação da sub-bacia

A inclinação da superfície do solo da sub-bacia é definida pelo decréscimo de elevação do ponto mais alto para o mais baixo. No interior da sub-bacia, as irregularidades na topografia da superfície do solo produzem inclinações que variam com o local. O TOPAZ utiliza quatro métodos para estimar a inclinação da superfície, são eles: 1) inclinação média do terreno, 2) inclinação média percorrida, 3) Inclinação média do percurso e 4) inclinação global. Esses quatro métodos possuem diferentes conceitos de inclinação.

No método um, a inclinação do terreno é definida como a maior inclinação do ponto sobre a superfície. Seu valor é estimado tomando-se a derivada de uma superfície matemática que se aproxima da superfície topográfica local. A inclinação média do terreno é dada pelo valor médio de todos os valores de inclinação no interior da sub-bacia. Matematicamente é estimada por:

$$S_t = \frac{1}{n_s} \sum_{i=1}^{n_t} S_i^t \quad (\text{A.7})$$

em que S_t é a inclinação média do solo, n_s é o número de células da sub-bacia e S_i^t é a inclinação do solo na célula i . A inclinação da célula i é obtida pelo ajuste de uma superfície quadrática para produzir as elevações do modelo em cada célula de três por três. Como dito antes, a derivada da superfície matemática dá a inclinação do solo, segundo MARTZ & DE JONG (1988).

No método dois, inclinação média do curso de água principal é dada pela média das inclinações associadas às distâncias dos afluentes, discutido anteriormente. Assim:

$$S_c = \frac{1}{n_t} \sum_{i=1}^{n_s} S_i^c \quad (\text{A.8})$$

em que S_c é a inclinação média do curso de água principal, n_s é o número de células da sub-bacia e S_i^c é a inclinação do afluente que inicia na célula i . A inclinação do curso d'água na célula i é dada pela média de todas as inclinações ao longo do rio, entre a célula i na sub-bacia e o canal adjacente.

No método três, a inclinação média do afluente é dada pela média das inclinações de todos os subafluentes da sub-bacia e é estimada por:

$$S_f = \frac{1}{n_f} \sum_{i=1}^{n_f} S_i^f \quad (\text{A.9})$$

em que S_f é a inclinação média do afluente, n_f é o número de subafluentes da sub-bacia e S_i^f é a inclinação do subafluente a partir do afluente na célula i .

No método quatro, a inclinação global é definida pela diferença entre a elevação média da sub-bacia e o canal adjacente, dividida pelo comprimento médio do curso d'água.

$$S_g = \frac{E_s - E_c}{L_t} \quad (\text{A.10})$$

em que S_g é a inclinação global da sub-bacia, E_s é a elevação média da sub-bacia, E_c é a elevação média do canal adjacente e L_t é o comprimento médio do curso de água.

Para realizar as tarefas descritas acima, que envolve grande quantidade de dados, é preciso que se use software como “ArcView” ou Arc/Info e programação em linguagem FORTRAN. Aqui, o software IDRISI foi escolhido para visualizar as saídas do TOPAZ.

