



Ministério da  
Ciência e Tecnologia



INPE-16680-TDI/1625

**ESTUDO OBSERVACIONAL E DE MODELAGEM  
HIDROLÓGICA DE UMA MICRO-BACIA EM  
FLORESTA NÃO PERTUBADA NA AMAZÔNIA  
CENTRAL**

Luz Adriana Cuartas Pineda

Tese de Doutorado do curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo  
Drs. Javier Tomasella e Carlos Afonso Nobre, aprovada em 17 de março de 2008

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.12.19.18>>

INPE  
São José dos Campos  
2008

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: [pubtc@sid.inpe.br](mailto:pubtc@sid.inpe.br)

## **CONSELHO DE EDITORAÇÃO:**

### **Presidente:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

### **Membros:**

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

## **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

## **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva e Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

## **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
Ciência e Tecnologia



INPE-16680-TDI/1625

**ESTUDO OBSERVACIONAL E DE MODELAGEM  
HIDROLÓGICA DE UMA MICRO-BACIA EM  
FLORESTA NÃO PERTUBADA NA AMAZÔNIA  
CENTRAL**

Luz Adriana Cuartas Pineda

Tese de Doutorado do curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo  
Drs. Javier Tomasella e Carlos Afonso Nobre, aprovada em 17 de março de 2008

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.12.19.18>>

INPE  
São José dos Campos  
2008

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

C891e Cuartas Pineda, Luz Adriana.

Estudo observacional e de modelagem hidrológica de uma micro-bacia em floresta não perturbada na Amazônia Central/ Luz Adriana Cuartas Pineda. – São José dos Campos: INPE, 2008.

236p. ; (INPE-15317-TDI/1361)

1. Hidrologia. 2. Modelagem hidrológica. 3. Ciclo hidrológico. 4. Micro-escala. 5. Amazônia. I. Título.

CDU 556.5

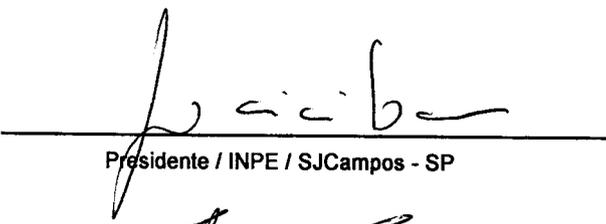
---

Copyright © 2008 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, microfílmico, reprográfico ou outros, sem a permissão escrita da Editora, com exceção de qualquer material fornecido especificamente no propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2008 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, microfilming, recording or otherwise, without written permission from the Publisher, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de Doutor(a) em  
Meteorologia

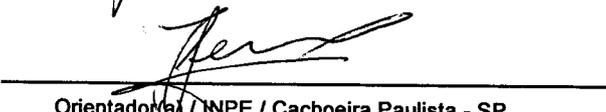
Dr. João Viane Soares



---

Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Javier Tomasella



---

Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Carlos Afonso Nobre



---

Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

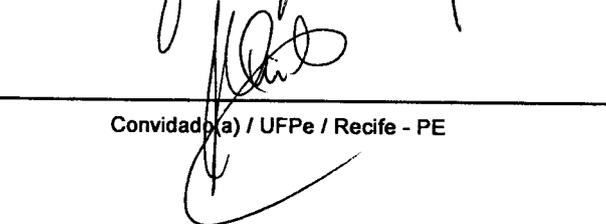
Dr. Eduardo Mario Mendiolo



---

Convidado(a) / USP-São Carlos / São Carlos - SP

Dr. José Almir Cirilo



---

Convidado(a) / UFPe / Recife - PE

Aluno (a): Luz Adriana Cuartas Pineda

São José dos Campos, 17 de Março de 2008



## Sempre...

Em algum lugar, uma voz chama  
Do fundo do meu coração  
Que eu possa sempre sonhar  
Os sonhos que tocam meu coração

Tantas lágrimas de tristeza  
Infinitas lágrimas rolaram  
Mas sei que do outro lado  
Encontrarei você

Toda vez que caímos no chão  
Olhamos para o céu lá no alto  
E acordamos para o seu azul  
Como se fosse a primeira vez

Como o caminho é longo e solitário  
E não enxergamos o fim  
Posso abraçar a luz  
Com meus dois braços

Quando digo adeus meu coração pára  
Com ternura eu sinto  
Que meu corpo silencioso  
Passa a ouvir o que é verdadeiro

O milagre da vida  
O milagre da morte  
O vento, as cidades e as flores  
Todos nós dançamos numa só unidade

Em algum lugar, uma voz chama  
Do fundo do meu coração  
Continue sonhando seus sonhos  
Não os deixe morrer

Por que falar de sua melancolia  
Ou dos tristes pesares da vida  
Deixe seus lábios cantarem  
Uma linda canção para você

Não esqueceremos a voz sussurrante  
Em cada lembrança ela ficará  
Para sempre, para guiar você

Quando um espelho quebra  
Estilhaços se espalham pelo chão  
Lampejos de uma vida nova  
Refletem se por toda parte

Janela de um recomeço  
Quietude, nova luz da aurora  
Deixe que meu corpo vazio e silente  
Seja preenchido e nasça outra vez

Não é preciso procurar lá fora  
Nem velejar através do mar  
Porque brilha aqui dentro de mim  
Está bem aqui dentro de mim  
Encontrei uma luz  
Que estará sempre comigo

Yumi Kimura (compositora)  
Canção tema da animação "A viagem de Chihiro"



*A minha amada família: Isabella e Donato.*

*A meus pais e irmãos.*



## **AGRADECIMENTOS**

Ao Criador pelas maravilhas da natureza.

Ao Dr. Javier Tomasella e ao Dr. Carlos Nobre, pela orientação, apoio, disponibilidade e críticas, fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho, e principalmente pela amizade e confiança.

Ao INPE e ao CNPq pela oportunidade e pelo auxílio financeiro da bolsa.

Ao LBA e GEOMA pelo financiamento do trabalho de campo.

Ao Escritório Central do LBA no INPA pelo apoio logístico no trabalho de campo.

A meu esposo, amigo e colega, Donato Nobre, quem me apresentou à fascinante floresta Amazônica e transmitiu toda sua vivência e experiência, motivando este trabalho. Por todas as discussões ao longo do desenvolvimento da tese, pela ajuda e apoio incondicional na reta final. Pelo Amor e carinho, “gracias”.

A minha amada filha Isabella, por sua doçura e tranqüilidade que me deram as forças e mantiveram a motivação para longos dias e tensas noites. Pela compreensão por tantos dias de ausência, “muchas gracias hija mia”.

Ao meu parceiro de campo, Antônio Huxley pelo esforço e a paciência para entender meu “portunhol”. Pela dedicação, porque sem seu trabalho os dados hidrológicos usados neste estudo não teriam sido possíveis.

Ao Dr. Jonh Gash, Martin Hodnett e Dr. Maarten Waterloo pelos aportes, críticas e sugestões em varias etapas deste trabalho.

Ao Dr. Camilo Rennó pela ajuda na parte de geo-processamento, pela amizade e por ter sempre um sorriso, ainda nos momentos difíceis. Agradeço.

Aos colegas e amigos Nadiane Smaha Kruk, Daniel Andrés Rodrigues e Rita de Cássia Von Randow pela ajuda com os modelos, os dados hidrológicos e pelas discussões em diversas etapas deste trabalho.

A minha grande amiga Janet Barco, porque mesmo distante continua estando em todos os momentos de minha vida.

A meus colegas da turma 10 (turma de 2003), porque a união fez a força durante o doutorado.

À Raquel Paviotti pela amizade, conselhos e apoio.

A meus pais e irmãos que mesmo distantes sempre me apoiaram e incentivaram.

A todos aqueles que direta ou indiretamente contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

## RESUMO

O objetivo deste trabalho foi melhorar o entendimento das complexas interações entre os processos de superfície e atmosféricos, numa micro-bacia em área de floresta não perturbada na Amazônia central, visando a melhoria das representações destes processos e do cálculo da evapotranspiração em modelos de interação superfície vegetada-atmosfera. A área de estudo localiza-se, na Reserva Biológica do Rio Cuieiras, 60 km a noroeste de Manaus, na micro-bacia do Igarapé Asu. Contou-se com três seções de medição de descarga, formando um sistema de bacias aninhadas, de primeira, segunda e terceira ordem (Asu1, Asu2 e Asu3, respectivamente). Inicialmente foi feita uma análise observacional das componentes do ciclo hidrológico monitoradas: precipitação, interceptação, evapotranspiração, umidade do solo, lençol freático e descarga. A segunda etapa do trabalho com a modelagem hidrológica, através da implementação de dois modelos. O primeiro foi o modelo hidrológico físico-distribuído DHSVM (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model). Este modelo fornece uma representação dinâmica da distribuição espacial da evapotranspiração, umidade do solo, profundidade do lençol freático e geração de escoamento na escala espacial do MDT (Modelo Digital de Terreno). O MDT foi obtido dos dados de topografia do SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). Os mapas de solo e vegetação foram obtidos através do descritor de terreno HAND (Height Above the Nearest Drainage). O modelo foi calibrado e validado para simular a umidade do solo, a profundidade do lençol freático e a descarga na micro-bacia Asu2. Os parâmetros obtidos desta calibração foram usados para aplicar o DHSVM nas micro-bacias Asu1 e Asu3. O outro modelo implementado foi o PDM (Probabilistic-distributed Model), amplamente usado na modelagem hidrológica de macro-escala, para testar sua aplicabilidade em bacias de micro-escala na Amazônia. Finalmente, a partir dos resultados da modelagem realizou-se uma análise de escala exploratória e preliminar. A análise observacional mostrou como a variação temporal da precipitação influenciou consideravelmente na interceptação, umidade do solo na camada 0 - 1,0 m e na profundidade do lençol freático nas áreas de platô. Porém não foram detectadas variações na evapotranspiração, nem observadas flutuações na umidade do solo nas camadas mais profundas, nem na profundidade do lençol freático nas áreas de baixio, ecótono e vertente. Tampouco foram observadas variações no escoamento base, mostrando que as vazões de estiagem são regularizadas, característica típica de sistemas com aquíferos de grande volume (subsolo poroso com grandes profundidades), como é o caso na área de estudo. O DHSVM teve um bom desempenho, mostrando sua capacidade para ser usado em regiões diferentes daquelas para as quais foi desenvolvido e testado. O modelo simulou bem a umidade do solo e o lençol freático, no entanto o modelo teve dificuldades em representar as descargas mínimas nas estações secas, e as máximas nas estações úmidas. Também não conseguiu capturar a variabilidade temporal na interceptação como observada nas medições. A evapotranspiração simulada foi bastante similar à série de evapotranspiração de referência (medida e estimada). A representação funcional dos terrenos, com significado hidrológico, foi demonstrada na aplicação do descritor HAND na modelagem com o DHSVM. O modelo de macro-escala PDM conseguiu simular os processos hidrológicos na micro-escala. Em geral o PDM deu melhores resultados que o DHSVM, principalmente na simulação da descarga. A análise dos parâmetros do PDM mostrou que os efeitos de escala no comportamento hidrológico estão relacionados com as características topográficas.



# **AN OBSERVATIONAL AND HYDROLOGICAL MODELING STUDY WITH A MICRO-SCALE RAINFOREST CATCHMENT IN CENTRAL AMAZONIA**

## **ABSTRACT**

The aim of this work was to improve the understanding of the complex interactions among surface and atmospheric processes, at a hydrological micro-catchment in a central Amazonia non-disturbed forest area, seeking the improvement of the representations of these processes and the calculation of the evapotranspiration in models of the interaction of forested-surfaces with the atmosphere. The Igarapé Asu micro-catchment study area is located within the Rio Cuieiras Biological Reservation, 60 km northwest of Manaus. Three sections for discharge measurements were operational, forming a system of nested basins, of first, second and third order (Asu1, Asu2 and Asu3, respectively). Observational analyses were initially performed on the hydrological data: precipitation, interception, evapotranspiration, soil moisture, water table and discharge. Hydrological modeling was the second stage of the work, through the implementation of two models. The first was the physically based Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM). This model offers a dynamic representation of the spatial distribution of evapotranspiration, soil moisture, water table depth and runoff generation in the spatial scale of the Digital Elevation Model (DEM). The DEM was obtained from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) data. The soil maps and vegetation were obtained through the Height Above the Nearest Drainage (HAND) terrain descriptor. The model was calibrated and validated to simulate soil moisture, water table depth and discharge in the Asu2 micro-catchment. The parameters obtained from this calibration were used to apply the DHSVM in the Asu1 and Asu3 micro-catchments. The Probabilistic-distributed Model (PDM), generally used in macro-scale hydrological modelling, was the other one implemented, to test its applicability for the simulation of Amazonian micro-catchments. Finally, starting from the results of the modelling, an exploratory and preliminary scale analysis was conducted. The observational analysis showed how the time variability of the precipitation influenced considerably in the interception, soil moisture in the layer 0 - 1,0 m and in the plateau water table depth. However, variations were neither detected in the evapotranspiration, nor fluctuations observed in the soil moisture in the deepest layers, or in the water table depth in the waterlogged, ecotone and slope areas. Also, variations were not observed in the base flows, showing that base flows are regularized, typical characteristic of systems with great volume aquifers (deep porous underground), as it is the case in the study area. The DHSVM showed a good performance, demonstrating its capacity to be used in areas different from those for which it was developed and tested (temperate zone). The model simulated well the soil moisture and the water table, however it had difficulties in representing the lowest discharges in the dry seasons, and the highest in the wet seasons. It also didn't capture well the temporary variability in the interception as observed in the measurements. The simulated evapotranspiration was quite similar to the series of reference evapotranspiration (measured and estimated). The functional terrain representation, with hydrologic meaning, was demonstrated in the successful application of the HAND descriptor in the DHSVM modeling. The macro-scale PDM model managed to simulate the hydrological processes in the micro-catchment scale. The PDM gave better results than the DHSVM, mainly in the simulation of discharge. The PDM parameters analysis showed that scale effects in the hydrological behavior are related with the topographical characteristics.



## SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELA	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	
LISTA DE SÍMBOLOS	
1. INTRODUÇÃO .....	33
1.1. Objetivos .....	40
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	43
3. METODOLOGIA E DADOS .....	55
3.1 Área de estudo .....	55
3.2. Dados hidro-meteorológicos .....	55
3.2.1 Precipitação .....	56
3.2.2 Interceptação .....	58
3.2.3 Água no solo .....	59
3.2.4 Descarga do Igarapé Asu .....	61
3.2.5 Dados meteorológicos .....	62
3.3. Topografia .....	62
3.4. Modelagem da interceptação.....	65
3.5. Modelagem hidrológica: O modelo DHSVM – The Distributed Hydrology Soil-Vegetation Model .....	71
3.5.1 Evapotranspiração .....	75
3.5.1.1 Resistência Aerodinâmica .....	77
3.5.1.2 Resistência do dossel .....	78
3.5.1.3 Radiações de onda curta e onda longa .....	80
3.5.2 Movimento da água no solo não saturado .....	81
3.5.2.1 Percolação .....	84
3.5.2.2 Dessorção .....	84
3.5.3 Fluxo subterrâneo (ou escoamento sub-superficial saturado) .....	85
3.5.4 Interceptação d'água pela rede de drenagem .....	87

3.5.5	Escoamento superficial .....	88
3.5.6	Escoamento no canal .....	89
3.6.	PDM - Probability Distributed Model .....	90
3.6.1	Transporte de massa (Propagação do escoamento) .....	99
3.7.	Calibração dos modelos hidrológicos .....	101
4.	RESULTADOS E DISCUSSÕES .....	105
4.1.	Análise observacional .....	105
4.1.1	Precipitação .....	105
4.1.2	Interceptação .....	109
4.1.2.1	Comparação das metodologias de amostragem .....	109
4.1.2.2	Precipitação interna e escoamento de troncos .....	111
4.1.3	Evapotranspiração .....	112
4.1.4	Umidade do solo .....	115
4.1.5	Lençol freático .....	119
4.1.6	Vazão .....	122
4.1.7	Discussão .....	126
4.2.	Modelagem da interceptação .....	130
4.3.	Modelagem hidrológica distribuída .....	134
4.3.1	Processamento dos dados de entrada para o DHSVM .....	134
4.3.1.1	Modelo Digital de Terreno - MDT.....	134
4.3.1.2	Bacia hidrográfica e rede de drenagem .....	136
4.3.1.3	Geologia e Subsolo .....	137
4.3.1.4	Solos e vegetação .....	139
4.3.1.5	Dados meteorológicos .....	143
4.3.2	Estimação dos parâmetros do modelo .....	143
4.3.2.1	Parâmetros do solo .....	145
4.3.2.2	Parâmetros de vegetação .....	147
4.3.3	Calibração e Validação do DHSVM .....	150
4.3.4	Modelagem hidrológica para as bacias de primeira e terceira ordem .....	160
4.3.5	Discussão .....	164

4.4.	Modelagem hidrológica concentrada e análise de escala .....	174
4.4.1	Discussão .....	183
4.4.2	Análise de escala .....	183
5.	CONCLUSÕES .....	191
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	195
	ANEXO A .....	219
	ANEXO B .....	221



## LISTA DE FIGURAS

1.1 -	Conceito integrado do sistema hidrológico.	34
1.2 -	Esquema de agregação e escalamento na modelagem hidrológica. Fonte: Adaptada de Wood (1995).	39
2.1 -	Aproximação da distribuição da variabilidade da capacidade de armazenamento na bacia. Fonte: Adaptada de Wooldridge et al. (2001).	53
3.1 -	Imagem Landsat da região de estudo. Fonte: projeto Jacaranda.	56
3.2 -	Micro-bacia do igarapé Asu, na Reserva Biológica do Rio Cuieiras, do INPA, Manaus-AM. Instrumentação hidrológica: (a) pluviômetros e sensores Doppler, (b) sonda de nêutrons e (c) piezômetros.	57
3.3 -	Diagrama do sistema de medição da precipitação interna. Fonte: Adaptado de Cuartas et al. (2007).	59
3.4 -	Seção transversal do transecto hidrológico da micro-bacia Asu.	60
3.5 -	Topografia da América do Sul a partir dos dados do SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission), e Micro-bacia Igarapé Asu.	64
3.6 -	Diagrama conceitual do modelo de Rutter. Fonte: Adaptada de: Gash e Morton (1978)	71
3.7 -	Representação esquemática de uma bacia no modelo DHSVM. Fonte: Adaptada de Wigmosta et al. (2002)	72
3.8 -	Estrutura principal do modelo DHSVM	73
3.9 -	Simulação do balanço de água na vegetação e na zona de raízes para uma célula de grade. A água que deixa a camada inferior da zona radicular ( $P_4$ ) recarga o lençol freático. Fonte: Adaptada de Wigmosta et al. (1994).	74

3.10 -	Representação no modelo do movimento da água na direção do rio. As partes em cinza claro mostram as áreas não saturadas e, em cinza escuro, as áreas saturadas. As setas verticais indicam a percolação da zona de raízes e a recarga do lençol freático da célula local. As células trocam água com suas vizinhas próximas resultando em um movimento descendente de água (setas horizontais) na direção do curso de água. Fonte: Adaptado de Wigmosta et al. (2002).	83
3.11 -	Representação esquemática das direções de fluxo na grade para a rotina de escoamento sub-superficial. As células da grade são centralizadas em torno de cada ponto de elevação do DEM. Fonte: Adaptada de Wigmosta et al. (1994)	86
3.12 -	Modelo PDM chuva-vazão. Fonte: Adaptado de Moore e Bell (2002) e Moore (2007).	91
3.13 -	Diagramas para o modelo probabilístico-distribuído de capacidade de armazenamento. Fonte: Adaptado de Moore (2007).	92
3.14 -	Função de distribuição da capacidade de armazenamento usada para calcular a quantidade de água no solo, a capacidade crítica, e o escoamento direto da bacia, segundo o modelo probabilístico-distribuído de capacidade de armazenamento. Fonte: Adaptado de Moore (1985; 2007).	97
4.1 -	Precipitação total mensal para o período nov/2002 – out/2004.	106
4.2 -	Características da precipitação na bacia Asu (nov/2002 – out/2004).	107
4.3 -	Características intra-anuais da precipitação na bacia Asu.	108
4.4 -	Características sazonais da precipitação na bacia Asu.	109
4.5 -	Relação entre a precipitação interna medida pelos coletores e canaletas.	110

- 4.6 - Precipitação ( $P$ ), precipitação efetiva ( $P_N = T_f + S_f$ ) e interceptação ( $I$ ) acumuladas no período de novembro de 2002 a outubro de 2004. 111
- 4.7 - Comparação da evapotranspiração obtida através do balanço de energia e medida por covariância de vórtices turbulentos. 113
- 4.8 - Comparação da evapotranspiração estimada pela equação de Penman-Monteith e: (a) medida por covariância de vórtices turbulentos, (b) obtida através do balanço de energia. 114
- 4.9 - Evapotranspiração de referência ( $E_{ref}$ ) para a bacia Asu (nov/2002 – out/2005). 115
- 4.10 - Perfil vertical do teor de umidade volumétrico ( $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ) para cada tipo de ambiente: (a) ecótono, (b) vertente e (c) platô, em diversas datas (incluídas as de mínimo e máximo teor de umidade) no período de nov/2002 – out/2004. 117
- 4.11 - Precipitação e perfil do percentual de saturação do solo nas profundidades 10 a 140 cm na área de ecótono e 10 a 480 cm nas áreas de vertente e platô, no período de nov/2002 a out/2004. 119
- 4.12 - Variação do lençol freático observado nos piezômetros: (a) T1, T2, T3, T6 e T8, no baixo; (b) T4, T5, T7, T9 e T14, no ecótono e no sopé de encosta; (c) T10, T12 e T13, na encosta; (d) T22, na transição encosta-platô e T20 e T21, no platô. 121
- 4.13 - Séries de precipitação e vazão observada para a bacia Asu2 (nov/2002 – out/2006). 123
- 4.14 - Séries de precipitação e vazão observada para a bacia Asu1 (mai/2005 – out/2006). 124
- 4.15 - Séries de precipitação e vazão observada para a bacia Asu3 (dez/2004 – out/2006). 125
- 4.16 - Curvas de permanência das vazões diárias das bacias aninhadas de 1ª a 3ª ordem. 126

4.17 -	Série de vazões observadas para a micro-bacia Asu2 no período nov/2002 – out/2004.	129
4.18 -	Interceptação acumulada observada e simulada usando o modelo analítico de Gash.	131
4.19 -	Evaporação medida e estimada com a equação de Penman-Monteith (Equação 3.2), com dois métodos para calcular a condutância aerodinâmica: (a) para o fluxo de vapor, Equação 3.7 e (b) para o fluxo de momentum Equação 3.3.	132
4.20 -	Evaporação acumulada para o dossel saturado: das medições de interceptação ( $I = P - T_f - S_f$ ), estimada e medida.	133
4.21 -	Relação entre a topografia da área de estudo e a topografia do SRTM.	135
4.22 -	Modelo digital de terreno (MDT) corrigido da micro-bacia Asu, com resolução horizontal de 30 m.	136
4.23 -	Rede de drenagem e sistema de bacias aninhadas do igarapé Asu: primeira (seção 1), segunda (seção 2) e terceira (seção 3) ordem.	137
4.24 -	Mapa de espessura do solo na área de estudo.	139
4.25 -	Mapa dos ambientes de terrenos classificados usando o descritor HAND - Height Above the Nearest Drainage.	141
4.26 -	Mapa de solos da micro-bacia Asu. Solo tipo: 1 – Podzóis hidromórficos, 2 – Podzólicos Vermelho-Amarelos, textura média, 3 - Podzólicos Vermelho-Amarelos álicos e 4 – Latossolos amarelos álicos, textura argilosa.	142
4.27 -	Imagem Landsat-TM (RBG 345, 2001) e mapa de vegetação da micro-bacia Asu, derivado da classificação de ambientes (HAND). Vegetação tipo: 1 – áreas de vertente e platô e 2 – áreas de baixio e campinarana.	143
4.28 -	Umidade do solo simulada e observada para a bacia Asu2, para o período de calibração (nov/2002 – out/2004) e validação (nov/2004 – out/2005).	154

4.29 -	Profundidade do lençol freático observado e simulado, para o período de calibração (nov/2002 – out/2004) e validação (nov/2004 – out/2005).	156
4.30 -	Varição acumulada do armazenamento total (não saturado + saturado) simulada e observada, bacia Asu2.	157
4.31 -	Precipitação média para a bacia e os hidrogramas observado e simulado.	158
4.32 -	Precipitação diária média para a bacia e a vazão diária observada e simulada.	159
4.33 -	Escoamento diário acumulado observado e simulado na bacia Asu2.	159
4.34 -	Evapotranspiração horária observada e simulada para o período de calibração (nov/2002 – out/2004) e validação (nov/2004 – out/2005)	160
4.35 -	Precipitação média para as micro-bacias Asu3 e Asu1 e os hidrogramas observado e simulado.	161
4.36 -	Escoamento diário acumulado observado e simulado para as micro-bacias Asu3 e Asu1.	163
4.37 -	Evapotranspiração horária observada e simulada para as bacias de 3ª e 1ª ordem.	164
4.38 -	Vazão, umidade do solo e profundidade do lençol freático observado e simulado, para uma das possíveis soluções de ajuste da vazão do DHSVM.	165
4.39 -	Mapas distribuídos de precipitação, interceptação, transpiração, evapotranspiração total, umidade do solo para as duas primeiras camadas e profundidade do lençol freático.	171
4.40 -	Vazões observada e simulada com os modelos DHSVM e PDM, para os períodos de calibração (nov/2002 – out/2004) e validação (nov/2004 – out/2006).	176
4.41 -	Escoamento diário acumulado observado e simulado com os modelos DHSVM e PDM na bacia Asu2.	177

- 4.42 - Variação acumulada do armazenamento total (não saturado + saturado) observada e simulada com os modelos DHSVM e PDM na bacia Asu2. 177
- 4.43 - Evapotranspiração de referência e simulada com os modelos DHSVM e PDM, para a bacia Asu2. 177
- 4.44 - Hidrogramas observado e simulado com os modelos DHSVM e PDM para as bacias Asu1 e Asu3. 179
- 4.45 - Escoamento diário acumulado observado e simulado com os modelos DHSVM e PDM, nas bacias Asu1 e Asu3. 180
- 4.46 - Variação acumulada do armazenamento total (não saturado + saturado) simulada com os modelos DHSVM e PDM, nas bacias Asu1 e Asu3. 181
- 4.47 - Evapotranspiração horária observada e simulada com os modelos DHSVM e PDM, nas bacias Asu1 e Asu3. 182
- 4.48 - Área na Amazônia central da região de estudo. (a) Imagem Landsat, (b) Modelo Digital de Terreno gerado a partir de imagens de radar SRTM, e (c) Mapa de ambientes dos terrenos classificados usando o descritor HAND. Baixo em azul, ecótono em verde, vertente em amarelo e platô em vermelho. As linhas representam uma grade de 40 km (resolução de modelos atmosféricos de escala regional). 185
- 4.49 - Mapa dos ambientes de terrenos classificados usando o descritor HAND, para a célula de grade de 40 km que inclui a micro-bacia Asu (quadrado azul), subdividida em uma grade de 10 km (resolução de modelos regionais). 186
- 4.50 - Comparação entre as características do terreno e o parâmetro de ajuste do PDM, b. Vermelho–Asu1; Preto–Asu2; Azul–Asu3. 189
- 4.51 - Comparação entre o índice topográfico e o parâmetro b. Vermelho –Asu1; Preto –Asu2; Azul –Asu3. 189
- 4.52 - Mapa das unidades de resposta hidrológica para a agregação de processos hidrológicos. 190

## LISTA DE TABELAS

2.1 -	Balanço anual de água para a bacia Amazônica, estimado em diversos estudos. Precipitação (P), evapotranspiração (E) e descarga (Q) em $\text{mm ano}^{-1}$ . Fonte: Adaptada de Marengo (2004).	44
2.2 -	Comparação dos estudos em micro-bacias na Amazônia Central. Fonte: Adaptada de Lesack (1993).	48
2.3 -	Regras de agregação para os parâmetros de vegetação do BATS. Fonte: Adaptada de Arain et al. (1996).	51
3.1 -	Equações do modelo analítico reformulado de Gash. Fonte: Adaptada de Gash et al. (1995).	66
3.2 -	Parâmetros de tempo médio para a bacia Asu1 (Trancoso, 2006).	102
4.1 -	Precipitação anual e total para as estações úmidas e secas, intensidade e duração no período de estudo.	106
4.2 -	Resumo dos experimentos comparativos de precipitação interna.	110
4.3 -	Precipitação (P), precipitação interna (Tf), escoamento de troncos (Sf) e perdas por interceptação (I), para o período de estudo.	112
4.4 -	Comparação das perdas por interceptação com outros estudos desenvolvidos na Amazônia.	128
4.5 -	Resultados do modelo analítico de Gash e as observações.	131
4.6 -	Comparação dos resultados do modelo analítico de Gash para (a) intensidade média da chuva para todo o período, (b) intensidade média para cada ano, e os valores observados de interceptação.	134
4.7 -	Classificação dos tipos de solo e vegetação na bacia Asu.	142

4.8 -	Parâmetros gerais para a bacia Asu.	144
4.9 -	Parâmetros do solo para o DHSVM.	145
4.10 -	Parâmetros iniciais do solo para o DHSVM.	147
4.11 -	Parâmetros da vegetação para o DHSVM.	148
4.12 -	Parâmetros iniciais da vegetação para o DHSVM.	149
4.13 -	Parâmetros finais da vegetação para a bacia Asu2.	152
4.14 -	Parâmetros finais do solo para a bacia Asu2.	153
4.15 -	Balanço observado e simulado, em mm, nas bacias de 3ª e 1ª ordem para período de estudo.	164
4.16 -	Parâmetros para o PDM.	174
4.17 -	Parâmetros do PDM para a bacia Asu2.	175
4.18 -	Parâmetros do PDM para as micro-bacias Asu1 e Asu3.	178
4.19 -	Balanço observado e simulado com os modelos DHSVM e PDM, em mm, nas bacias Asu1 e Asu3 para o período de estudo.	182
4.20 -	Percentual dos ambientes mapeado pelo HAND, em cada célula de grade de 40x40 km da Figura 4.50. Em vermelho os valores da célula de grade que engloba a micro-bacia Asu.	186
4.21 -	Percentual dos ambientes mapeados pelo HAND, em cada célula de grade de 10x10 km da Figura 4.50. Em vermelho os valores da célula que engloba a micro-bacia Asu.	187

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ABLE-2	The Amazon Boundary Layer Experiment – 2
ABRACOS	The Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study
ARME	Amazon Regional Micrometeorological Experiment
Asu1	Micro-bacia de primeira ordem
Asu2	Micro-bacia de segunda ordem
Asu3	Micro-bacia de terceira ordem
BATS	Biosphere–Atmosphere Transfer Scheme
COLA	Center for Ocean-Land-Atmosphere
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DAO	Data Assimilation Office
DAP	Diâmetro à altura do peito
DHSVM	Distributed Hydrology Soil-Vegetation Model
D-SEM	DHSVM Solute Export Model
ECMWF	European Centre for Medium- Range Weather Forecasts
FGGE	First GARP - global atmospheric research program - Global Experiment
GPS	Global Positioning System
HAND	Height Above the Nearest Drainage
LAI	Índice de área foliar
LBA	The Large Scale Biosphere - Atmosphere Experiment in Amazonia
MCG	Modelo de Circulação Geral
MCGA	Modelo de Circulação Geral Atmosférico
MDT	Modelo Digital de Terreno
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	Nacional Center for Environmental Prediction
PDM	Probability Distributed Model

RBLE	Rondonia Boundary Layer Experiment
SiB	Simple Biosphere Model
SSiB	Simplified Simple Biosphere Model
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SVAT	Soil Vegetation Atmosphere Transfer
UK	United Kingdom
WETAMC/LBA	Wet Atmospheric Mesoscale Campaign / LBA

## LISTA DE SÍMBOLOS

$A_w$	Fração úmida do dossel
$b_R$	Coefficiente que representa a taxa de aumento da drenagem com a quantidade de água armazenada no dossel
$c$	Capacidade de armazenamento do solo
$c_d$	Fração de cobertura do dossel
$c_p$	Calor específico à pressão constante
$C$	Armazenamento de água no dossel
$C_t$	Armazenamento de água nos troncos
$C_i$	Concentração de sal
$C_b$	Concentração do igarapé
$d$	Deslocamento do plano zero
$d_k$	Espessura do solo
$D$	Drenagem do dossel
$D_e$	Espessura total do solo
$D_S$	Drenagem do dossel quando o armazenamento é igual capacidade de armazenamento.
$e$	Pressão de vapor
$e_s$	Pressão de vapor de saturação
$E$	Evapotranspiração
$E_p$	Evaporação potencial
$E_s$	Evaporação do solo
$E_{Tj}$	Transpiração
$\bar{E}$	Evapotranspiração média durante a chuva
$f_1$	Função dependente da temperatura
$f_2$	Função dependente do déficit de pressão de vapor
$f_3$	Função dependente do fluxo de radiação fotossinteticamente ativa
$f_4$	Função dependente da umidade do solo
$f_d$	Coefficiente de decaimento da condutividade hidráulica saturada horizontal com a profundidade
$f_r$	Fração de raízes
$F_e$	Dessorção
$g_a$	Condutância aerodinâmica
$g_{a,M}$	Condutância aerodinâmica para fluxo de momentum em condições neutras
$g_{a,V}$	Condutância aerodinâmica para fluxo de vapor e calor
$g_c$	Condutância dos estômatos
$G$	Fluxo de calor do solo
$H$	Fluxo de calor sensível

I	Interceptação
$I_n$	Volume escoado quando a taxa de precipitação excede a taxa máxima de infiltração
k	Constante de von Kármán
$k_b$	Coefficiente de atenuação
$K_s$	Condutividade hidráulica saturada
L	Radiação de onda longa
m	Índice de distribuição de tamanhos de poros
n	Rugosidade hidráulica do canal (coeficiente de Manning)
$n_a$	Coefficiente de extinção
p	Coefficiente de precipitação interna livre
$p_t$	Fração da precipitação incidente que chega aos troncos
P	Precipitação
$P_{ns}$	Percolação na última camada do solo
$P_N$	Precipitação efetiva
P'	Precipitação mínima necessária para saturar o dossel
Q	Vazão ou descarga
$Q_c$	Escoamento no canal
$Q_o$	Escoamento superficial
$Q_s$	Fluxo lateral na zona saturada (escoamento sub-superficial)
$Q_v$	Percolação
$r_a$	Resistência aerodinâmica ao transporte de vapor
$r_c$	Resistência do dossel ao transporte de vapor de água
$r_{smin}$	Resistência mínima da superfície
$r_{smax}$	Resistência máxima da superfície
R	Intensidade da precipitação
$\bar{R}$	Intensidade média da precipitação
$R_n$	Saldo de radiação
$R_r$	Raio hidráulico
$R_s$	Radiação de onda curta incidente
S	Armazenamento de água no solo
$S_b$	Varição do armazenamento de energia na biomassa e no ar dentro do dossel
$S_c$	Capacidade de armazenamento do dossel
$S_e$	Capacidade de absorção
$S_l$	Água interceptada armazenada no dossel
$S_o$	Declividade do canal
Sf	Escoamento dos troncos
$S_t$	Capacidade de armazenamento dos troncos
$T_a$	Temperatura do ar

$T_g$	Temperatura da superfície do solo
$T_f$	Precipitação interna
$T_{C_{i,j}}$	Transmissividade da zona saturada acima do leito do rio
$T_v$	Transmissividade
$u$	Velocidade do vento
$u_*$	Velocidade de fricção
$v$	Velocidade do fluxo
$V_{es}$	Volume de água devido à ascensão do lençol freático
$V_i$	Volume de concentração de sal
$w_c$	Largura do canal
$y$	Profundidade do fluxo
$z$	Altura de referência
$z_1$	Profundidade do lençol freático
$z_{O,M}$	Rugosidade para o fluxo de momentum
$\alpha$	Albedo
$\beta_x$	Declividade do lençol freático na direção x
$\delta T_t$	Taxas de variação horária da temperatura
$\delta q_t$	Taxas de variação da umidade específica
$\Delta$	Declividade da curva pressão de vapor de saturação vs temperatura
$\Delta L$	Comprimento do canal
$\Delta S_{sj}$	Variação do armazenamento da água no solo nas ns camadas do solo
$\Delta S_{io}$	Variação do armazenamento de água no dossel
$\Delta t_w$	Tempo para evaporar a água interceptada à taxa potencial
$\phi$	Porosidade
$\gamma$	Constante psicrométrica
$\Psi$	Função de correção de estabilidade para transferência de calor
$\psi_b$	Sucção de entrada de ar
$\lambda$	Índice topográfico
$\lambda_v$	Calor latente de vaporização da água
$\pi(t)$	Taxa de precipitação efetiva
$\rho$	Densidade do ar úmido
$\sigma$	Constante de Stefan-Boltzmann
$\tau_o$	Fração da radiação de onda curta transmitida pelo dossel superior
$\theta$	Umidade no solo
$\theta_r$	Umidade residual do solo
$\theta_s$	Umidade saturada
$\theta_{wp}$	Ponto de murcha
$\theta_{fc}$	Capacidade de campo



## 1. INTRODUÇÃO

Até meados dos anos 80, a hidrologia era vista como uma associação empírica da hidráulica, da engenharia agrícola e da engenharia civil, e era dominada pela necessidade prática de prever a resposta local da superfície da terra (cheias, secas, produtividade de cultivos) à forçante atmosférica local (precipitação e saldo de radiação). Nestas atividades a superfície era percebida como um componente desconexo da atmosfera, implicando que a precipitação seria independente da evapotranspiração. Isto era feito intuitivamente porque o interesse estendia-se a outras áreas; a parte terrestre do sistema era vista como uma simples sucessão causa-efeito, com a causa precipitação conduzindo diretamente ao efeito escoamento superficial.

Existem dois efeitos humanos primários sobre o ciclo hidrológico: (i) introdução de gases de atividade radiativa na atmosfera, e (ii) alterações físicas da superfície terrestre. Estes, através de seus efeitos diretos e indiretos sobre a evapotranspiração, modificam o balanço de água e energia. Para considerar estes efeitos de grande escala, foi modificada a visão do sistema hidrológico para incorporar a retroalimentação que ocorre na interface superfície-atmosfera (Figura 1.1). Simultaneamente com outros fatores, as variáveis de estado da atmosfera determinam os fluxos da precipitação e do saldo de radiação, os quais forçam o comportamento hidrológico da superfície da terra. O estado hidrológico desta superfície, indicado por sua umidade e sua temperatura, conduz aos fluxos de calor sensível, de calor latente (ou evapotranspiração retornando à atmosfera) e escoamento superficial (Eagleson, 1994).

Portanto, é necessário reconhecer a importância de integrar os processos que ocorrem na atmosfera a aqueles que ocorrem na superfície terrestre já que não são isolados uns dos outros; ao contrário, são processos que se retroalimentam, e seu estudo e entendimento devem incorporar esta dinâmica.

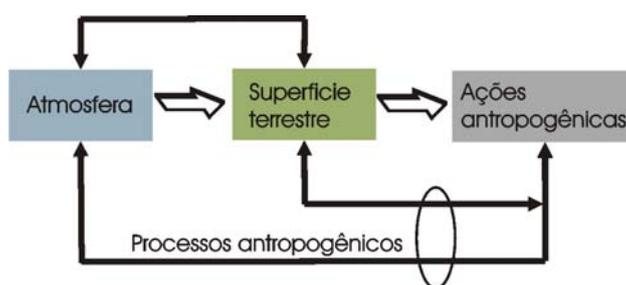


Figura 1.1 - Conceito integrado do sistema hidrológico.

Os processos hidrológicos na superfície exercem uma marcada influência sobre o clima, que vão além da interação entre a umidade atmosférica, precipitação e escoamento. Existe um forte controle sobre a evapotranspiração devido à umidade do solo, já que esta última influencia a partição dos fluxos de energia na superfície (Entekhabi et al., 1996). Segundo Castelli et al. (1996) a distribuição espacial e intensidade da precipitação mudam o estado da umidade do solo e seu padrão espacial. Além disto, como evidências recentes indicam, existe um potencial efeito na nucleação e dinâmica das nuvens e da precipitação por aerossóis emitidos pela superfície, que por sua vez são influenciados pela disponibilidade da água e pela composição e estado da biosfera (Clayes et al., 2004; Andreae et al., 2004). Assim, a hidrologia de superfície exerce através de múltiplos efeitos um papel central no ciclo energético do clima. Vários estudos (Vorosmarty et al., 1989; Marengo et al., 1994; Zeng, 1998) mostram que o balanço de água, o escoamento, e a evapotranspiração da bacia Amazônica refletem o acoplamento bidirecional com o clima. Estes autores mostraram como este processo constitui um dos mecanismos de retroalimentação positiva pelo qual a umidade do solo e a dinâmica atmosférica reforçam mutuamente seus gradientes espaciais. Outros estudos indicam que as mudanças que ocorrem na chuva, na umidade do solo e na evapotranspiração na América do Sul, durante os anos de fase quente do fenômeno El Niño – Oscilação Sul (ENOS) são fatores primordiais para a evolução desta oscilação. O aquecimento do Caribe e do Atlântico Tropical que segue a fase quente do ENOS no Oceano Pacífico é produzido por mudanças nos regimes de ventos ocasionados por sua vez por mudanças na precipitação

e evapotranspiração no Norte da América do Sul (Marengo et al., 1993; Poveda e Mesa, 1997). Recentemente, Makarieva e Gorshkov (2007) propuseram um mecanismo, denominado por eles como “biotic pump”, onde a evapotranspiração de florestas poderia exercer influencia sobre o próprio transporte de vapor d’água de grande escala do oceano para o interior de regiões continentais.

A evapotranspiração é uma das componentes mais importantes do ciclo hidrológico, porque não é simplesmente um processo de superfície (unidirecional), e sim um processo de acoplamento que envolve retro-alimentação entre a superfície e a atmosfera. Eltahir e Bras (1993) estimaram que a porcentagem de precipitação cuja água é proveniente da evapotranspiração local na bacia Amazônica varia entre 25 a 35% do total, aproximadamente. Em áreas florestadas a evapotranspiração é a soma da evaporação da água armazenada pelo dossel da floresta (interceptação) e a transpiração das plantas. A interceptação é fundamental para o balanço hídrico destas regiões, porque na interface floresta-atmosfera funciona como um particionador importante, separando os fluxos de retorno para a atmosfera (evaporação de superfície), e aqueles que resultam no aporte de água (precipitação efetiva) à superfície do solo, para sua posterior infiltração. A tendência é que a interceptação reduza a variação da vazão ao longo do ano, retardando e reduzindo o pico das cheias (Tucci, 2002). Mas também de modo muito significativo para atenuação e homogeneização climática, a interceptação por dosséis densos em períodos secos pode favorecer um maior retorno de água para a atmosfera (Cuartas et al., 2007, Makarieva e Gorshkov, 2007, Saleska et al, 2007). Por essas razões, neste estudo deu-se especial ênfase à interceptação.

Nas últimas décadas a ação do homem tem levado a uma redução considerável da cobertura de florestas, com gravidade na Amazônia. Muitos processos físicos nos ecossistemas Amazônicos, em particular os mecanismos de acoplamento na relação biosfera-atmosfera, ainda não são bem conhecidos, e a destruição acelerada deste bioma impôs um desafio maior aos

pesquisadores. À demanda quanto ao entendimento de seu funcionamento, se impôs a questão de como este sistema vai funcionar e qual será sua influência no clima com as mudanças nos usos da terra.

Na tentativa de responder a estes questionamentos, exploram-se diferentes cenários de uso da terra utilizando Modelos de Circulação Geral (GCM) acoplados com modelos SVAT (Soil Vegetation Atmosphere Transfer), os quais permitem fazer previsões sobre mudanças de longo prazo na precipitação, evaporação e temperatura. Entretanto, sua confiabilidade depende da qualidade da calibração e validação, que por sua vez dependem da disponibilidade de observações.

A partir da década de 80, com a finalidade de melhorar a representação quantitativa do clima da Amazônia, foram desenvolvidas várias campanhas observacionais; ARME (Amazon Regional Micrometeorological Experiment), ABLE-2 (The Amazon Boundary Layer Experiment – 2), ABRACOS (The Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study), RBLE (Rondonian Boundary Layer Experiment), LBA (The Large Scale Atmosphere - Biosphere Experiment in Amazônia), e como parte do LBA, WETAMC/LBA (Wet Atmospheric Mesoscale Campaign) (Nobre et al., 2004). A base de dados gerada por estes estudos tem sido de grande utilidade nas parametrizações dos esquemas de superfície usados nos Modelos de Circulação Geral (Sellers and Dorman, 1987; Sellers et al., 1989; Xue et al., 1995; Rocha et al., 1996a; 1996b), mas esta ainda é uma tarefa inconclusa e que requer medições em maior número de pontos e para períodos de tempo mais longos.

Dentre essas parametrizações, as que maiores incertezas apresentam são as relacionadas aos processos no solo, devido à sua heterogeneidade espacial e dificuldade nas medições, que se concentram em apenas algumas áreas e de maneira muito pontual. Adiciona-se ainda a dificuldade na determinação da escala na qual os padrões da umidade do solo na micro-escala podem ser substituídos por representações estatísticas na macro-escala. Isto inclui os modelos hidrológicos, que tentam representar e simular os balanços nas várias escalas de bacias (desde micro até macro escala) a partir do entendimento

físico disponível, sendo a umidade do solo e escoamento (superficial e sub-superficial) duas das variáveis mais difíceis de quantificar. As alterações no comportamento do sistema solo-vegetação-atmosfera estão diretamente relacionadas com a variação temporal do armazenamento de água no solo, a qual é resultante da integração dos processos (Hodnett et al., 1996; Tomasella e Hodnett, 1996; Schaake et al., 1996; Tomasella et al, 2000) na interface solo-vegetação. Estes processos começam com a precipitação, o molhamento e re- evaporação promovidos pelo dossel da floresta, a interceptação, seguindo pela água que escorre pelos galhos, troncos e atravessa o dossel, e a água que infiltra no solo; na seqüência vem seus movimentos dentro do solo, ou seja, a percolação e a drenagem profunda contrapondo a absorção por raízes e a dessorção para a superfície e, concluindo com as variações na água profunda no lençol freático e na água de drenagem nos rios.

O balanço de água da Bacia Amazônica é de grande importância por constituir-se esta bacia no maior sistema hidrográfico do mundo. Conseqüentemente, há uma substanciada preocupação de que as mudanças no uso da terra em grande escala possam mudar significativamente os regimes de fluxo dos rios dentro da região, assim como perturbar as trocas de umidade entre superfície e atmosfera (Marengo, 2004). Assim, a ocupação crescente e desordenada da Amazônia nas últimas quatro décadas aumenta as incertezas a respeito da sustentabilidade dos ecossistemas impactados, em particular no que concerne ao fornecimento de água potável, à ocorrência de enchentes, à qualidade da água, e do possível efeito do prolongamento da estação seca sobre o transporte fluvial. Talvez ainda mais importante venha a se tornar o impacto da remoção da floresta nos intercâmbios de água e energia com a atmosfera. Por fim, a avaliação dos impactos das perturbações antropogênicas no ambiente amazônico e fora dele somente poderá gerar resultados consistentes se primeiro melhorarmos nossa compreensão dos processos climáticos e hidrológicos naturais operando dentro da bacia (Costa e Foley, 1999).

Assim, o estudo hidrológico detalhado em uma micro-bacia, em área de floresta não perturbada, através da análise observacional e da implementação de um

modelo hidrológico distribuído de micro-escala, gerará parâmetros essenciais que permitirão sua integração a modelos hidrológicos de macro-escala, que consigam capturar o funcionamento hidrológico da superfície florestada com maior precisão, e entender de que maneira se comporta o sistema naquelas áreas em que não se dispõe de observações. Este conhecimento é necessário para entender como as variáveis hidrológicas se distribuem espacialmente, informação necessária para ampliar a capacidade de modelagem de superfície para representar realisticamente a bacia Amazônica como um todo. Espera-se que a disponibilidade de modelos hidrológicos completos e validados espacialmente para a superfície (solo-vegetação) permita a melhoria da representação dos processos hidrológicos em modelos atmosféricos de tempo e clima, com a conseqüente melhoria na destreza destes modelos em prever a água no solo e suas conexões com o balanço terrestre e atmosférico de água e energia. Os modelos hidrológicos de superfície, quando utilizados de uma maneira integrada, constituem também uma importante ferramenta de gestão de recursos hídricos, auxiliando na tomada de decisões na reação a fenômenos climáticos com profundo impacto econômico e social. Simulações geradas com maior grau de realismo para a hidrologia de superfície permitirão o estabelecimento de bases para futuros estudos de mudanças climáticas, em especial a avaliação de vulnerabilidade e impactos de mudanças de clima sobre os recursos hídricos, agrícolas e ecológicos das regiões afetadas.

Assim, idealmente seria conveniente utilizar um modelo hidrológico capaz de representar os processos físicos em um ponto, ou em uma vertente, ou em uma pequena área representativa, onde os parâmetros utilizados no modelo sejam mensuráveis e tenham um claro significado físico. O comportamento em cada unidade seria então agregado ou integrado (sentido ascendente ou “upscaling”) até a escala compatível com os modelos atmosféricos. No entanto, até o momento não foi desenvolvida uma metodologia satisfatória (e consensual) que permita agregar processos (Figura 1.2) em vertente ou áreas representativas (Wood, 1995; Schaake et al., 1996). Por outro lado, a integração no tempo e no espaço das equações que regem os processos

hidrológicos pontuais demanda maior quantidade de informação sobre a heterogeneidade tri-dimensional dos atributos geofísicos da superfície. Essas informações, pelo lado observacional de campo, só estão disponíveis em pequenas bacias e em baixo número, e para poucos eventos chuvosos, limitando a aplicação desse tipo de metodologia.

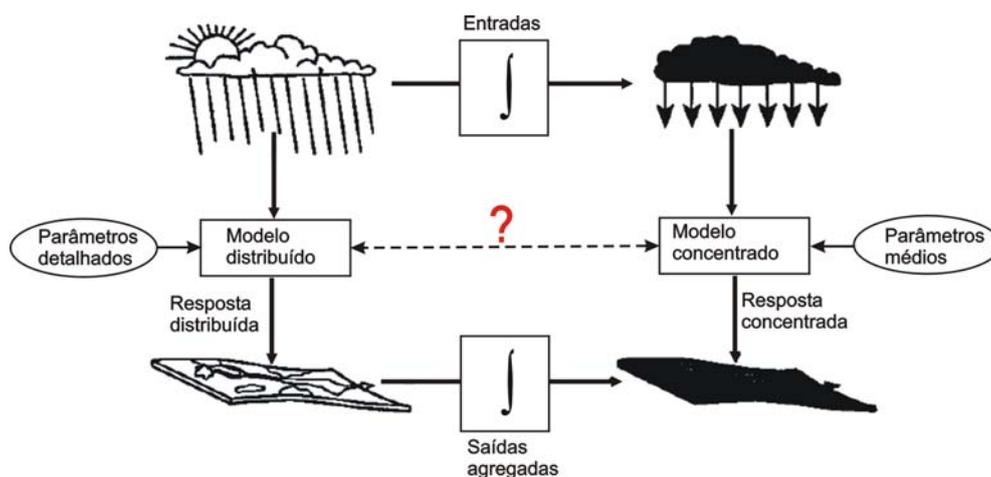


Figura 1.2 - Esquema de agregação e escalamento na modelagem hidrológica.

Fonte: Adaptada de Wood (1995).

Para a agregação de processos hidrológicos existem várias abordagens, como a integração das variáveis de estado e dos parâmetros do modelo, análise dimensional ou conceitos de similaridade. Todas estas abordagens em diversas escalas espaciais são desenvolvidas visando identificar se o processo de agregação segue relações facilmente identificáveis, se as equações de micro-escala podem ser usadas para descrever processos de macro-escala, e qual seria a regra de agregação para obter os parâmetros do modelo de macro-escala com o padrão ou distribuição dos parâmetros de micro-escala. Uma outra abordagem é o princípio da função de distribuição de probabilidades (Moore, 1985; Kalma et al., 1995; Schaake et al., 1996; Wooldridge, 2001). Este princípio define, a priori, a frequência de ocorrência das variáveis hidrológicas sobre uma determinada área, sem considerar a localização dessa ocorrência dentro da área analisada, e a partir de certas suposições permite

derivar equações de fácil resolução, que representam o valor esperado de um determinado processo numa área selecionada. Neste trabalho optou-se por esta última abordagem para a análise de escala. A dificuldade de utilização desses modelos na Amazônia é a natureza empírica dos parâmetros, os quais devem ser calibrados seguindo a metodologia tradicional de ajuste entre as descargas observadas e as geradas pelo modelo. Também a baixa cobertura de informações em regiões de acesso remoto, onde há incertezas sobre os valores a serem adotados para os parâmetros, dificulta a calibração dos mesmos. Além disto, existem algumas questões como:

- Seriam adequadas para bacias da Amazônia as funções de distribuição dos processos hidrológicos, comumente usadas em modelos de macro-escala?
- Podem ser relacionados os parâmetros destas distribuições com aspectos físicos do terreno?
- Podem os impactos hidrológicos das mudanças do uso da terra ser detectados e modelados por esses modelos hidrológicos de macro-escala?

Neste estudo além da simples resposta hidrológica da bacia, por meio da vazão, contou-se com informação pontual e detalhada de diversos componentes do ciclo hidrológico. Sendo assim, podemos assumir que o modelo hidrológico distribuído, calibrado para representar localmente o comportamento dos vários componentes, deve representar bem a bacia toda. Assim, a partir das informações detalhadas geradas pelo modelo hidrológico distribuído, tentar-se-á responder as questões anteriores.

### **1.1. Objetivos**

O objetivo geral deste trabalho é melhorar o entendimento das complexas interações entre os processos de superfície e atmosféricos numa micro-bacia florestada na Amazônia central, visando a melhoria das representações destes processos, e o cálculo da evapotranspiração em modelos de interação superfície vegetada-atmosfera.

Para isto, serão considerados os seguintes objetivos específicos:

- Análise observacional dos componentes do ciclo hidrológico.
- Identificar quais são os principais mecanismos de armazenamento d'água e geração de escoamento em bacias em áreas de floresta tropical úmida, e qual a informação necessária para a sua modelagem.
- Implementar um modelo hidrológico de micro-escala, o qual gerará parâmetros essenciais que permitirão sua integração a modelos de macro-escala, que consigam capturar o funcionamento hidrológico da superfície florestada com maior precisão.
- Testar e validar as hipóteses básicas para agregação de informação utilizada em modelos hidrológicos de macro-escala, isto é verificar se as funções de distribuição para representar o armazenamento d'água no solo são validas na micro-escala.
- A partir do conhecimento adquirido no estudo de micro-bacias identificar de que maneira podem ser melhorados os modelos hidrológicos de meso e macro-escala, bem como os esquemas de transferência solo-planta-atmosfera (SVAT).

Este trabalho foi organizado da seguinte maneira: a revisão bibliográfica é apresentada no capítulo dois; no capítulo três descreve-se a área de estudo, os dados e modelos usados neste estudo; os resultados e discussões são mostrados no capítulo quatro e finalmente no capítulo cinco encontram-se as conclusões.



## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Embora os sistemas terrestres de superfície sejam extremamente complexos (como outros sistemas na Terra), os processos hidrológicos na maioria dos modelos climáticos e/ou da biosfera tendem a ser representados de forma frequentemente rudimentar ou irrealisticamente conceitual (Priesack et al, 2007). Na Amazônia em particular, por suas enormes dimensões e por sua megadiversidade, a heterogeneidade espacial é reconhecidamente uma barreira para generalizações integrativas de larga escala (Ometto et al., 2005). Na micro-escala, pouco se sabe sobre a diversidade de ambientes determinada pela topografia, pelos solos e pela água no solo, características fisiográficas normalmente mascaradas pela densa cobertura de floresta (Renno et al, in press). Na macro-escala, a escassez de observações hidrológicas de longo prazo na região Amazônica, e especialmente de medidas de descarga dos tributários principais do rio Amazonas, motivou pesquisadores a usar métodos indiretos para estimar o balanço de água (Marengo, 2004). Desde o início dos anos 1980 vários estudos foram dedicados a estimar o balanço de água da Bacia Amazônica (Matsuyama 1992; Marengo et al. 1994; Miller et al., 1994; Zeng, 1999; Costa e Foley, 1999). Alguns destes estudos estimaram o balanço hídrico de superfície através de balanço de grande escala da água atmosférica baseados em re-análise do ECMWF (European Centre for Medium- Range Weather Forecasts) e dados do FGGE (First GARP - global atmospheric research program - Global Experiment). Outros usaram re-análises do NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) e NASA/DAO (National Aeronautical and Space Administration/Data Assimilation Office). Também usaram observações climáticas de precipitação, algumas estações de radiosonda, e descargas de rios. Outros utilizaram modelos de circulação geral (GCM) com esquemas de superfície (SVAT) acoplados, para estimar a descarga média anual da bacia e sub-bacias (Marengo et al. 1994; Miller et al., 1994). A Tabela 2.1 mostra as

estimativas do balanço de água anual na bacia Amazônica (Marengo, 2004). A maioria dos estudos mostrou que a razão entre evapotranspiração e precipitação varia de 48 a 80%, ainda que os balanços foram realizados em períodos distintos.

Tabela 2.1 - Balanço anual de água para a bacia Amazônica, estimado em diversos estudos. Precipitação (P), evapotranspiração (E) e descarga (Q) em  $\text{mm ano}^{-1}$ .

Referência	P	E	Q	E/P
Baumgartner and Reichel (1975)	2170	1185	985	54,6
Villa Nova et al. (1976)	2005	1080	925	53,9
Marques et al. (1979)	2083	1000	1083	48,0
Marques et al. (1977)	2328	1261	1067	54,2
Shuttleworth et al. (1988a,b)	2636	1329	1317	50,4
Vorosmarty et al. (1989)	2260	1250	1010	55,3
Russell and Miller (1990)	2010	1620	380	80,6
Nobre et al. (1991)	2464	1657	807	67,0
Nizhizawa and Koike (1992)	2300	1451	849	63,1
Matsuyama (1992)	2153	1139	849	52,9
Marengo et al. (1994)	2888	1616	1272	56,0
Vorosmarty et al. (1996)	2301	1221	1080	53,1
Costa and Foley (1998)	2160	1360	1106	63,0
Oki (1999)	2076	1023	1053	49,3

Fonte: Adaptada de Marengo (2004).

Marengo (2004), usando modelagem climática mostrou algumas avaliações dos dados hidrológicos usando descargas observadas e geradas pelo Modelo de Circulação Geral Atmosférico (GCM) do CPTEC/INPE. O escoamento do modelo é produzido pelo SSiB (Simplified Simple Biosphere Model, Xue et al., 1991) incorporado na formulação do GCM. A descarga modelada foi avaliada com as medições na estação de Óbidos, no baixo rio Amazonas. As estimativas do modelo mostraram que este simula bastante bem a fase e a variabilidade interanual do escoamento observado. O modelo subestima o escoamento, em concordância com a precipitação subestimada do modelo CPTEC/INPE, especialmente para o norte e o centro da Amazônia. Porém, o

modelo reproduz as baixas descargas observadas durante 1983 e os valores maiores durante 1982, com abundantes chuvas no final deste ano que foi pre-El Niño de 1983 (Marengo et al. 1998), além de mostrar também aumento da chuva no evento La Niña de 1988/89.

O desmatamento acelerado da floresta Amazônica tem sido e ainda é motivo de diversos estudos que tentam estimar ou simular as conseqüências das mudanças no uso da terra. Para avaliar o impacto devido a graus extremos de alteração, nos quais toda a floresta nativa fora substituída por pastagens (Nobre et al., 1991; Dickinson e Kennedy, 1992; Henderson-Sellers et al., 1993; Lean and Rowntree, 1993; Lean and Rowntree, 1997; Costa e Foley, 2000; Correia, 2006; entre outros), estes estudos utilizam GCMs acoplados com modelos SVAT (BATS - Biosphere–Atmosphere Transfer Scheme, SiB - Simple Biosphere Model, e SSiB - Simplified Simple Biosphere Model). Os resultados desses estudos mostraram concordância na tendência, mas não na magnitude das variações das diversas variáveis, isto é, em um cenário de desmatamento a temperatura superficial aumentou, a evapotranspiração e a precipitação diminuíram. As contradições entre estes experimentos são as mudanças no escoamento superficial, onde a maioria dos estudos mostraram diminuição devido ao desmatamento, enquanto outros mostraram aumento. Isto pode ser explicado pelas diferenças nos modelos, principalmente nos parâmetros de superfície (diferentes parâmetros devido ao design de cada esquema de superfície) de GCMs diferentes onde a sensibilidade destes aos processos de superfície ainda não é bem conhecida. Outras razões possíveis são as condições iniciais dos modelos, tempo de simulação e resolução espacial.

Para analisar tendências climáticas no ciclo hidrológico, associadas às mudanças no uso da terra na Amazônia, até hoje somente foram usadas observações de longo prazo (Marengo, 1995; Marengo et al., 1998; Curtis, 1998 citado por Costa e Foley, 1999, Costa et al., 2003) e dados de re-análises do NCEP/NCAR (Costa e Foley, 1999). Exceto em Costa et al. (2003) cujos resultados mostraram um aumento entre 24-28% na descarga do rio Tocantins, os resultados dos demais estudos não evidenciam alterações nas

componentes do ciclo hidrológico decorrentes das coberturas atuais da bacia Amazônica.

Apesar das discrepâncias nas previsões do escoamento superficial, os efeitos das mudanças do uso da terra sobre os processos de transferência de umidade para a atmosfera, de geração de escoamento, e a relação chuva-vazão de bacias hidrográficas na Amazônia têm sido pouco (e superficialmente) estudados. Portanto, ainda não está claro qual é o impacto efetivo do desmatamento da floresta Amazônica no ciclo hidrológico como um todo, isto é, há certeza que a evapotranspiração vai diminuir, mas a dúvida é se esta diminuição será maior do que a eventual diminuição da precipitação.

Para modelar os processos hidrológicos, existem duas aproximações adotadas; a primeira é usar as leis físicas dos processos e a segunda é uma conceitualização simplificada da dinâmica da bacia. A primeira é chamada de modelagem físico-distribuída. A segunda fornece uma descrição agregada (concentrada) do comportamento da bacia.

A modelagem hidrológica distribuída fisicamente baseada é realizada através dos chamados Modelos Hidrológicos Distribuídos. O desenvolvimento de modelos hidrológicos com parâmetros distribuídos foi estimulado pela necessidade de estudar a variabilidade espacial de processos hidrológicos, para melhorar a parametrização de superfície dos modelos atmosféricos (Entekhabi e Eagleson, 1989; Smith et al., 1992; Famiglietti e Wood, 1994; Liang et al., 1994; Wood, 1995; Schaake et al., 1996), mas poucos estudos têm usado estes para estimar a descarga da bacia Amazônica (Vorosmarty et al., 1989; Costa e Foley, 1997; Coe et al., 2002), e estes ainda não foram usados para estimar os impactos sobre a descarga que poderiam causar as mudanças no uso da terra. Ainda não existe um modelo conceitual satisfatório que simule o impacto das mudanças de uso da terra sobre a resposta hidrológica. Além disto, a complexidade da superfície e a respectiva heterogeneidade nos valores dos parâmetros que a representam, as diferenças entre as escalas das medições e a grade dos modelos, além da escassez de informação (Rosso, 1994 citado por Xu e Singh, 2004), dificultam a parametrização dos processos

de superfície, o qual é também uma das principais limitantes dos esquemas SVAT.

Segundo Tobón et al. (2000) estudos hidrológicos locais em florestas tropicais úmidas não perturbadas podem oferecer um nível básico de informações das condições do ecossistema e dos processos envolvidos neste, levando ao desenvolvimento de uma referência para posterior avaliação da influência do desmatamento no clima regional e global.

Bacias hidrográficas instrumentadas, como Hubbard Brook ([www.hubbardbrook.org](http://www.hubbardbrook.org)) ou Coweeta ([www.coweeta.ecology.uga.edu](http://www.coweeta.ecology.uga.edu)), ambas nos USA e exemplos de outras dezenas em Países temperados, tem permitido estudos de complexos processos hidrológicos, biogeoquímicos e ecológicos de longo prazo. Poucos destes estudos, entretanto, buscam acoplamentos destes processos de superfície com a atmosfera, como se fez em Harvard Forest ([www.harvardforest.fas.harvard.edu](http://www.harvardforest.fas.harvard.edu)). Nas zonas de florestas tropicais úmidas algumas bacias hidrográficas instrumentadas funcionaram (Juruena, Brazil; Caquetá, Colômbia; La Cuenca, Peru; South Queensland, Austrália; South Central, Etiopia), mas também sem uma abordagem visando a conexão com a atmosfera.

Existem poucos estudos de processos hidrológicos em micro-bacias na Amazônia. Esses estudos visaram entender, de uma maneira limitada, alguns aspectos do ciclo hidrológico, concentrando-se, muitas vezes, em processos pontuais (Hodnett et al., 1996; Tomasella e Hodnett, 1996) ao nível de parcelas (perdendo-se a dimensão de bacia) e, outras vezes, na simples comparação entre volumes precipitados e escoados na bacia (Franken e Leopoldo, 1984; 1987; Lesack, 1993). Os resultados destes últimos são apresentados na Tabela 2.2, mostrando como a razão entre a precipitação e a evapotranspiração varia entre 39 – 80%, um intervalo de variação similar ao obtido para toda a bacia Amazônica (Tabela 2.1), apesar de que os balanços foram realizados em períodos distintos. Na maioria destes estudos a evapotranspiração foi obtida através do balanço hídrico, assumindo que as outras componentes são corretamente medidas. Contudo, imprecisões nas medições podem produzir

erros significativos na determinação da evapotranspiração por este método (Tucci, 2002).

Tabela 2.2 - Comparação dos estudos em micro-bacias na Amazônia Central.

<b>Variáveis</b>	<b>Lago calado</b>	<b>Barro Branco</b>		<b>Bacia Modelo</b>
Data	Fev/84 – Fev/85	Set/76 – Set/77	Jul/81 – Jul/82	Fev/80 – Fev/81
Area de drenagem (km <sup>2</sup> )	0,234	1,3		23,5
Ordem da drenagem	1	2	2	3
Precipitação (mm)	2870	2076	2510	2089
Descarga (mm)	1650	400	869	541
Escoamento sub-superficial (mm)	42			
Armazenamento (mm)	57			
Evapotranspiração (mm)	1121	1676	1641	1548
E/P (%)	39,0	80,7	65,4	74,1

Fonte: Adaptada de Lesack (1993).

Trabalhos recentes mostram o interesse crescente por estudar os processos na escala de bacias na Amazônia (Neill et al., 2006, Johnson et al., 2006; Fleischbein et al., 2006; Waterloo et al, 2006), e sua modelagem.

Para modelar os processos hidrológicos existe uma ampla variedade de modelos hidrológicos distribuídos, para serem aplicados desde a micro até a macro-escala. Para esta pesquisa interessavam os modelos de micro e meso-escala. Os modelos hidrológicos examinados foram:

- TOPOG (O'Loughlin, 1986): é um pacote de modelagem hidrológica baseado nos aspectos físicos do terreno. Consiste de uma serie de módulos que podem ser usados para: descrever os atributos topográficos de uma superfície tri-dimensional complexa, prever a distribuição espacial de áreas alagadas, e índices de risco de erosão e deslizamento de terras, simular o comportamento hidrológico transiente da bacia e como este é afetado pela mudança da vegetação, modelar o crescimento da vegetação e o impacto no balanço de água, entre outros. O modelo foi projetado para ser aplicado em pequenas bacias, entre 1 e 10 km<sup>2</sup>, e realizar simulações hidrológicas estacionárias e transientes, em passo de tempo diário ou menor.

- TOPMODEL (Beven e Kirkby, 1979; Beven et al, 1994): é um modelo distribuído que utiliza relações físicas para representar a bacia hidrográfica e os processos hidrológicos, principalmente no solo. O modelo é discretizado principalmente por sub-bacias, mas utiliza um fator topográfico obtido do Modelo Digital de Terreno (MDT) detalhado (grade de no máximo 50 m) (Tucci, 2005). Os principais componentes do modelo são o armazenamento e fluxos na zona não-saturada e saturada; estima a evapotranspiração e finalmente a descarga. Pode ser aplicado em bacias de até 500 km<sup>2</sup>.
- DHSVM (Wigmosta et al., 1994; Wigmosta et al., 2002): é um modelo paramétrico físico-distribuído, que fornece uma representação dos processos da bacia na escala espacial descrita pelo MDT. Foi desenvolvido para ser aplicado em bacias pequenas e medianas (micro e meso-escala) de até 10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>, e para simulações desde a escala de um evento até multi-anual, com passos de tempo horário até diário.
- SHETRAN (Ewen, et al., 2002): é um modelo distribuído, fisicamente baseado, com características muito similares às do DHSVM. É usado para bacias de até 5.000 km<sup>2</sup>, e simulações no intervalo de dias para análise de eventos, a centenas de anos para estudos de mudanças climáticas e outros aspectos de variabilidade de longo prazo, com passo de tempo horário ou menor.

O TOPOG, embora seja um modelo que representa bem a interação solo-vegetação-atmosfera, tem seu uso limitado a micro-bacias. O TOPMODEL é um modelo conceitual (construído com equações empíricas para relacionar variáveis e parâmetros dos processos físicos), que usa um índice topográfico para prever as condições de saturação e não-saturação do solo. Além disto, não tem uma boa representatividade da vegetação. O SHETRAN também representa bem a interação solo-vegetação-atmosfera, com maior ênfase no solo, e menor na vegetação. Já o DHSVM, além de representar bem os processos no solo, também considera os processos na vegetação de maneira

mais completa. Ademais, a escala espacial é mais ampla, podendo ser aplicado também na escala regional, além de seu código estar publicamente disponível. Por estas virtudes o DHSVM foi o modelo escolhido para este estudo.

A aproximação comumente utilizada para simular processos hidrológicos com alta variabilidade espacial em um domínio macro assume que as equações que regem esses processos, originalmente desenvolvidas para a micro-escala, são válidas na macro-escala (Beven, 1995). Supõe-se ainda que os parâmetros que regem essas equações (parâmetros efetivos) correspondem ao valor esperado (média probabilística) ou à média numa área das medições pontuais desses parâmetros em cada bloco/célula do modelo (Sellers et al., 1989; Rocha et al., 1996b). Esta aproximação é freqüentemente usada na área de modelagem atmosférica, por exemplo, na simulação de transporte de água no solo. A principal crítica a este método deve-se às características não lineares dos processos hidrológicos, o que limita (senão impede) a utilização direta dessas equações em uma escala macro, como a requerida pelos GCM (Avisar, 1995). Baseados nas coberturas vegetais em cada célula de grade, Arain et al. (1996) e Arain et al. (1997) desenvolveram regras de agregação para obter alguns parâmetros efetivos usados no esquema de superfície BATS (Tabela 2.3). Eles mostraram que, exceto para a rugosidade aerodinâmica (regra de agregação logarítmica), todos os parâmetros se agregam linearmente. Mesmo que estes autores tenham mostrado que a resistência mínima da superfície agrega de maneira recíproca, segundo Arain et al. (1997) a agregação linear também é uma boa aproximação. O índice de área foliar agregado linearmente tem um efeito linear sobre a radiação e evaporação (Tabela 2.3), portanto a evaporação segue uma regra de agregação linear. No entanto, a agregação de parâmetros do solo (condutividade hidráulica, potencial matricial) ainda é uma tarefa inconclusa, devido principalmente à escassez de informação necessária para a validação das aproximações propostas para este fim (Vereecken et al., 2007).

Tabela 2.3 - Regras de agregação para os parâmetros de vegetação do BATS.

Parâmetro	Regra de agregação	Comentário
Índice de área foliar máximo	$\overline{LAI}_{MAX} = \sum w_i LAI_{MAXi}$	Efeito linear na radiação e evaporação.
Resistência mínima da superfície	$\frac{1}{rs_{min}} = \sum \frac{w_i}{rs_{mini}}$	(i) Regra recíproca: evaporação relacionada inversamente à resistência da superfície no BATS.
	$\overline{rs}_{min} = \sum w_i rs_{mini}$	(ii) Regra linear
Rugosidade	$\overline{\ln\left(\frac{l_b}{z_0}\right)^2} = \sum w_i \ln\left(\frac{l_b}{z_{0i}}\right)^2$	Camada de mistura dada por, $l_b = 2(u_* / V)^2 l_c$ , sendo $l_c$ , $u_*$ e $V$ a escala horizontal, velocidade de fricção e velocidade do vento na camada de mistura.

O subscrito "i" representa o tipo de cobertura (vegetação) e  $w_i$  representa a fração de área de esse tipo de cobertura.

Fonte: Adaptada de Arain et al. (1996).

Outra aproximação é o princípio da função de distribuição de probabilidades (Moore, 1985; Kalma et al., 1995; Schaake et al., 1996; Wooldridge, 2001). A diferença fundamental com a primeira aproximação é que este princípio define, a priori, a frequência de ocorrência das variáveis hidrológicas sobre uma determinada área, sem considerar a localização dessa ocorrência dentro da área analisada. O arranjo aleatório das diferentes componentes é considerado mais importante que a relação entre as partes (Beven, 1995). A partir de certas suposições, este princípio permite derivar equações de fácil resolução, que representam o valor esperado de um determinado processo em uma área selecionada, como por exemplo, a distribuição da capacidade de armazenamento numa bacia (Figura 2.2). A distribuição acumulada da capacidade de armazenamento normalizada,  $s$ , pode ser dada pela seguinte função de distribuição de potencia:

$$F_s(s) = 1 - (1 - s_{min})(1 - \alpha)^{1/\beta} \quad (2.1)$$

onde  $\alpha$  representa a fração saturada da área total da bacia,  $s_{\min}$  é o limiar para ocorrer escoamento superficial e  $\beta$  é um parâmetro do modelo dando a forma da curva côncava para cima para valores menores que um e convexa para cima para valores maiores que um (Wooldridge, 2001). A capacidade de armazenamento é definida como a máxima quantidade de chuva que pode ser infiltrada num ponto. A capacidade de armazenamento normalizada é a capacidade de armazenamento local dividida pela maior capacidade de armazenamento da bacia. Contudo, existem outras funções de distribuição para capacidade de armazenamento: uniforme, lognormal, exponencial, triangular (Moore, 1985; 2007). Esta aproximação é conhecida como modelagem probabilística distribuída.

Por outro lado, a disponibilidade de MDTs tem revolucionado a modelagem hidrológica (Sivapalan e Kalman, 1995), mas estes exercícios de modelagem ainda estão em desenvolvimento e apresentam problemas de escala (resolução espacial). Os sistemas de informação geográfica têm sido usados como outra aproximação para estudar os problemas de escala em hidrologia, através de combinações de atributos da superfície com a estrutura da bacia (Band e Moore, 1995), ou como um método de regionalização para transferência de informações (Flügel, 1995).

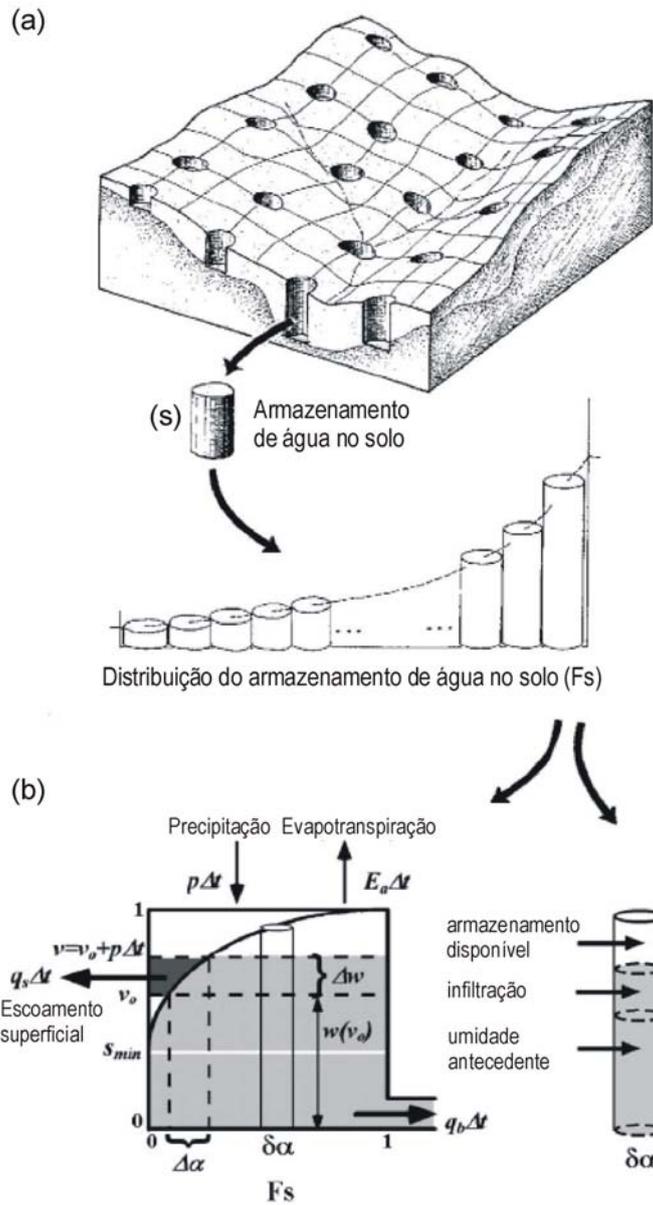


Figura 2.1 - Aproximação da distribuição da variabilidade da capacidade de armazenamento na bacia.

Fonte: Adaptada de Wooldridge et al. (2001).



### **3. METODOLOGIA E DADOS**

#### **3.1. Área de estudo**

A área de estudo que produzirá os dados para calibração e verificação dos modelos localiza-se na Amazônia central, na Reserva Biológica do Rio Cuieiras de propriedade do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia – INPA, 60 km a noroeste de Manaus (Figura 3.1), no Km 34 da ZF-2, na micro-bacia hidrográfica no Igarapé Asu, afluente do Rio Cuieiras. Trata-se de uma área de floresta tropical úmida não perturbada. O clima é do tipo Monção Tropical (Köppen Am), com temperatura média anual de 26° C e umidade relativa do ar média de 84%, aproximadamente. A estação úmida ocorre nos meses de novembro até maio e a estação seca, nos meses de junho a outubro, com uma precipitação média anual de 2442 mm (para o período de 1966 – 1992), medida na Reserva Ducke, localizada a cerca de 50 km a sudeste da área de estudo. Os ventos são predominantemente de nordeste. A topografia é formada por platôs de sedimentos terciários e vales de diversos tamanhos (Bravard e Righi, 1989), com diferença de altura máxima de 60 m.

#### **3.2. Dados hidro-meteorológicos**

Em novembro de 2001 iniciou-se a instalação da rede adicional de instrumentos hidro-meteorológicos para monitoramento da micro-bacia Asu, pelos projetos LBA-Ecocarbon e LBA-Carboncycle. Na ocasião foram instalados equipamentos para medições detalhadas da dinâmica de transferência e armazenamento da água nos vários compartimentos. Além disto, o local já contava com uma torre micro-meteorológica (Torre K34) instalada pelo projeto LBA, que monitora continuamente, e para toda a área da bacia, as trocas de energia, água e CO<sub>2</sub> entre a floresta e a atmosfera (por

covariância de vórtices turbulentos). É descrito a seguir, em detalhe, o conjunto de instrumentos instalados bem como as variáveis monitoradas.

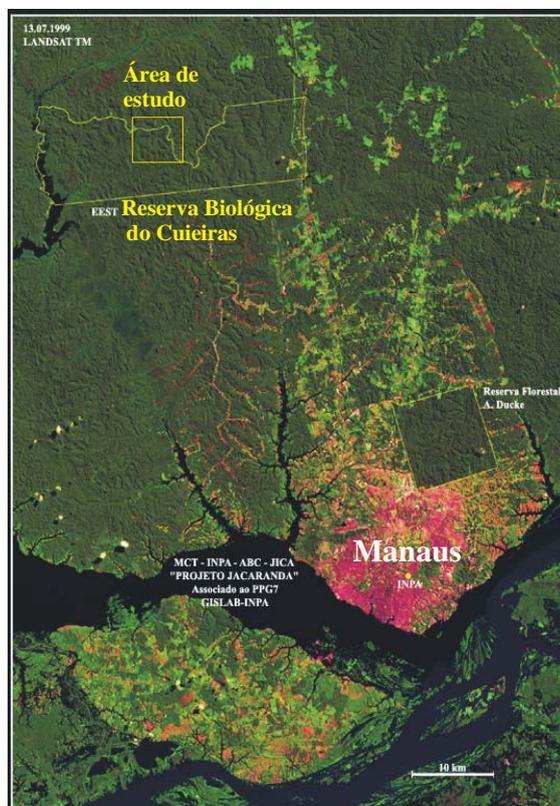


Figura 3.1 - Imagem Landsat da região de estudo.

Fonte: Projeto Jacaranda.

### 3.2.1 Precipitação

As medições de precipitação foram feitas em 7 pluviômetros (Figura 3.2a, triângulos amarelos). Um pluviômetro (Campbell, UK), com capacidade de 0,2 mm, instalado no topo (53 m de altura) da Torre K34; dois pluviômetros localizados em clareiras, FZ e ML; dois instalados no topo de torres ao longo da estrada de acesso, um a 24 m de altura, T1, e outro a 12 m de altura, T2 (Rimco, Austrália), com capacidade de 0,18 mm; um outro instalado no topo de uma torre de 30 m, T3 (Campbell, UK), com capacidade de 0,2 mm; e finalmente, um pluviômetro adicional, com capacidade de 0,5 mm, foi instalado

na torre K34, para fins de verificação. Os dados foram registrados a cada 5 minutos, exceto para a Torre K34, cujos dados eram registrados a cada 30 minutos, através de um datalogger Campbell 510, os demais dados foram registrados a cada 5 minutos, através de datalogger Tinytag marca Gemini.

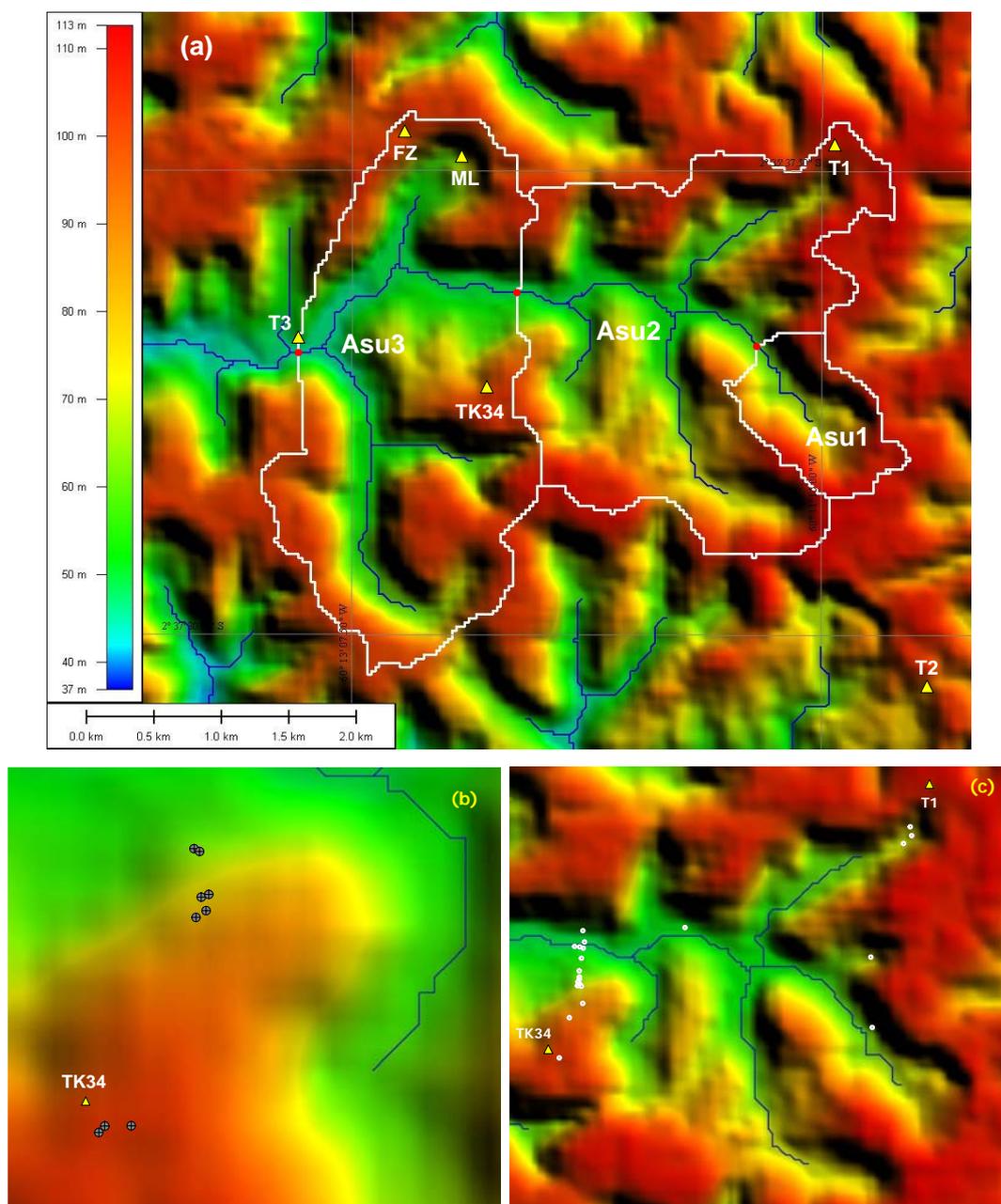


Figura 3.2 - Micro-bacia do igarapé Asu, na Reserva Biológica do Rio Cuieiras, do INPA, Manaus-AM. Instrumentação hidrológica: (a) pluviômetros e sensores Doppler, (b) sonda de nêutrons e (c) piezômetros.

### 3.2.2 Intercepção

Para medidas das componentes da intercepção (precipitação interna e escoamento de troncos) foram implementados dois sistemas como réplicas idênticas (Cuartas et al., 2007). O primeiro foi instalado perto da torre K34 e, o segundo, a 200 m a NE desta.

A precipitação interna ou transprecipitação ( $T_f$ ) foi medida através de dois conjuntos de canaletas coletoras em forma de “V”, construídas com lâminas de PVC, montadas em um tubo coletor, também de PVC (Figura 3.3). Cada coletor tinha uma área superficial de 0.05 m x 36 m. Os sistemas de canaletas era modular, composto cada um por 6 canaletas formando uma linha, e conectadas, na extremidade, a um pluviômetro com capacidade de 125 ml. O conjunto de canaletas foi instalado a uma altura aproximada entre 1 e 2 m do solo para eliminar os problemas de contaminação dos dados de precipitação interna com respingos da superfície, e permitir uma inclinação de 4% que garantisse o escoamento até o pluviômetro.

O escoamento pelos troncos ( $S_f$ ) foi medido em 32 árvores no primeiro sistema, (com diâmetro à altura do peito - DAP - entre 3,9 cm e 46,2cm) e em 33 árvores ( $3,5 \text{ cm} \leq \text{DAP} \leq 48,4 \text{ cm}$ ) no segundo sistema. Os coletores foram construídos utilizando fita de alumínio com adesivo asfáltico, envolto na árvore, em formato adequado para desviar o fluxo descendente a um sistema de tubulação capaz de concentrar todos os fluxos a serem medidos no pluviômetro com capacidade de 125 ml. Os dois sistemas tornaram-se operacionais no final do mês de junho de 2002, com a mesma resolução temporal da rede pluviométrica (isto é, 5 minutos), e sua operação foi concluída no início de 2005.

Para garantir uma medida acurada, todos os pluviômetros foram calibrados usando a metodologia proposta por Calder e Kidd (1978). Esta metodologia se baseia na existência de uma relação não linear entre a taxa de fluxo e a taxa de oscilações da balança do pluviômetro. Isto devido ao fato que uma

quantidade de água variável (dependendo da taxa de fluxo) é perdida durante um tempo (t) gasto pelo movimento da balança desde a posição de repouso até a posição central (logo que passa da posição central o segundo compartimento na balança começa a encher). Assim, para chuvas intensas (grande volume de água em curto período de tempo) as medições do pluviômetro não seriam suficientemente acuradas se fosse aplicada uma calibração estática, como a sugerida no manual do fabricante dos instrumentos.

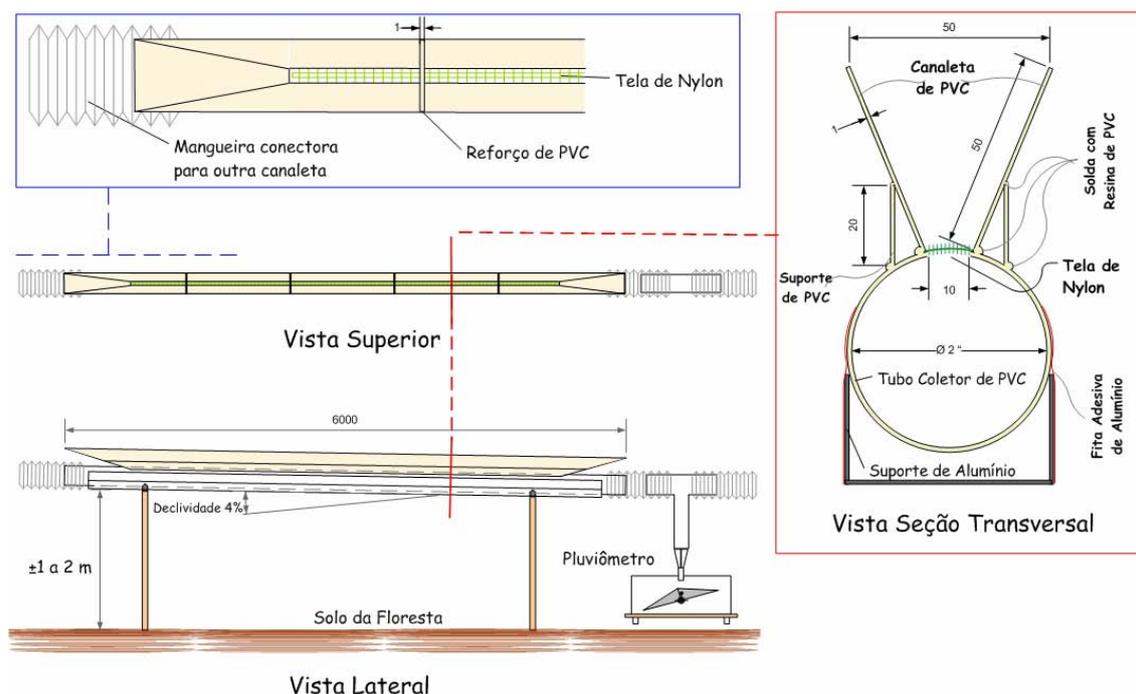


Figura 3.3 - Diagrama do sistema de medição da precipitação interna.

Fonte: Adaptado de Cuartas et al. (2007).

### 3.2.3 Água no solo

A umidade do solo foi medida com sonda de nêutrons (Didcot Instrument Co., UK) em 11 pontos (Figura 3.2b) ao longo de um transecto hidrológico (Figura 3.4): três no platô (NP 1, 2 e 3), quatro na vertente (NP 4, 5, 6 e 7), dois no pé da vertente (NP 8 e 9) e dois no ecótono (NP 12 e 13). Os tubos de acesso para a sonda de nêutrons no platô e na vertente foram instalados a uma profundidade de 5 m, os dois no pé da encosta a 1,8 m, e no ecótono até 1,4

m. A metodologia para a determinação do teor de umidade no solo com sonda de nêutrons consiste na utilização de uma fonte de nêutrons rápidos e um detector de nêutrons lentos. Os nêutrons rápidos são emitidos e se dispersam no solo em todas as direções, onde colidem elasticamente com vários núcleos atômicos, perdendo energia cinética. Essa perda é máxima quando o nêutron colide com uma partícula de massa e tamanho similar à sua. Alguns desses nêutrons desacelerados retornam à sonda, onde são contados por um medidor. A densidade de nêutrons lentos é diretamente proporcional à presença de hidrogênio. Quanto mais hidrogênio no solo (mais água) mais nêutrons rápidos são desacelerados, maior o número de pulsos enviados ao medidor e maior a leitura (Tucci, 2002; Andrade et al., 2001). Os valores obtidos da sonda de nêutrons foram processados no programa SWIPS, para obter o teor de umidade volumétrica do solo. As medições foram realizadas com uma frequência semanal ou mais frequentemente, dependendo do regime das chuvas.

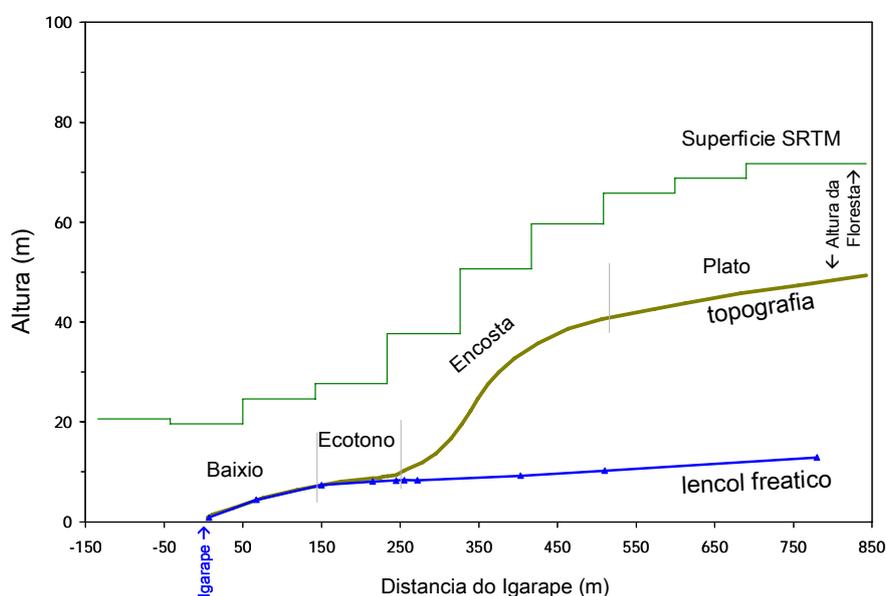


Figura 3.4 - Seção transversal do transecto hidrológico da micro-bacia Asu.

O lençol freático foi monitorado em 25 piezômetros (tubos de PVC) espalhados irregularmente pela bacia. Esses poços de monitoramento localizam-se

principalmente no transecto hidrológico (Figura 3.4), mas também em um ponto intermediário 1 km a montante da seção de controle da bacia de 2ª ordem, e na parte alta da bacia (5 poços), conforme mostrado na Figura 3.2c. Em 9 destes piezômetros foram instalados transdutores de nível da água (Diver, Van Essen, Holland), os quais registram as variações do lençol freático a cada 30 minutos. Devido às dificuldades de acesso a alguns piezômetros, os dados foram coletados com uma frequência de 15 dias (incluindo as medições manuais). No restante dos poços foram feitas medições manuais de nível uma ou duas vezes por semana.

#### **3.2.4 Descarga do Igarapé Asu**

Dois instrumentos ultra-sônicos Doppler (Starflow 6526, Unidata, Austrália) para medida de fluxo de água foram instalados no canal principal do igarapé, em duas seções transversais com áreas de drenagem de 6.46 e 12.43 km<sup>2</sup>, respectivamente, os quais registram nível da água e velocidade máxima e média (Figura 3.2a, pontos vermelhos). A primeira seção foi instalada em janeiro de 2002 e, a segunda, em dezembro de 2004. Uma terceira seção, com área de drenagem de 0,95 km<sup>2</sup>, teve sua instrumentação iniciada em maio de 2005, através de um medidor de pressão que registra o nível da água. Todos estes dados estão sendo armazenados a cada 30 minutos e coletados semanalmente.

O método de dissolução de sal (NaCl) foi utilizado para calibrar os medidores e obter a vazão na saída da bacia, em função do nível da água. A metodologia consiste na injeção de uma solução de sal no igarapé, aproximadamente 50 m a montante do ponto onde é medida a concentração (indiretamente através da condutividade elétrica da água (em  $\mu$ -siemens), com um condutímetro WTW Cond 340i - Hoskin Scientific, Vancouver, Canada). Inicialmente, a concentração é medida a cada 15 segundos, aumentando-se o tempo de medição conforme a concentração de sal no igarapé diminui, e termina quando o valor de concentração retorna ao valor inicial (medido antes de injetar a

solução). A vazão do igarapé é obtida através da relação  $Q = (C_i - C_b)V_i / \int_0^{\infty} (C(t) - C_b)dt$ , em  $m^3s^{-1}$ .  $C_i$  é concentração do sal da solução,  $C_b$  é a concentração do igarapé antes de injetar a solução,  $C(t)$  é a concentração no tempo  $t$  e  $V_i$  é o volume injetado ( $m^3$ ). O procedimento foi realizado com uma freqüência semanal ou maior, para as três seções.

### 3.2.5 Dados meteorológicos

Os dados meteorológicos foram fornecidos pelo projeto LBA-Manausflux, obtidos da torre micro-meteorológica K34 (2° 36' 32.67" S, 60° 12' 33.48" W e 53 m de altura, 22 m acima do topo médio do dossel), com uma resolução temporal de 30 minutos. Temperatura do ar, velocidade do vento, umidade relativa, radiação de onda curta incidente e emitida, radiação de onda longa incidente e emitida, radiação fotossinteticamente ativa, saldo de radiação, pressão atmosférica, precipitação e evapotranspiração, foram obtidos da estação automática e do sistema medição de fluxos pela metodologia de covariância de vórtices turbulentos. Detalhes da instrumentação e suas variáveis encontram-se em Araújo et al. (2002).

### 3.3. Topografia

O mapa topográfico (Figura 3.5), com resolução espacial de 3 segundos de arco (92,48 m, aproximadamente) e resolução vertical de 1,0 m, foi gerado pelo Shuttle Radar Topography Mission – SRTM, constituindo-se atualmente na melhor representação topográfica da Amazônia. Os dados foram obtidos em [ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/version2/SRTM3/South\\_America/](ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/version2/SRTM3/South_America/).

Os dados topográficos do SRTM refletem fortemente a topografia das copas das árvores (Figura 3.4). Portanto, para a geração do Modelo Digital de Terreno (MDT) os dados SRTM foram corrigidos para representarem o nível da superfície do solo. Para esta correção usaram-se dados de levantamentos

topográficos feitos em várias campanhas de campo. Foram realizados dois tipos de levantamento topográfico: (i) Nível e fita métrica (um levantamento), e (ii) Altímetro de precisão Druck DPI740 (GE Sensing) e um GPS CSx 60 (Garmin) (5 levantamentos). O primeiro foi feito no transecto hidrológico para determinar a altura e coordenadas dos pontos de medição do lençol freático e umidade do solo, tomando como nível de referencia o igarapé Asu. Com o segundo procedimento foram realizados levantamentos topográficos para cobrir a maior área possível da bacia e com isso obter uma boa representatividade da topografia da mesma. O método utilizado consistiu em fazer leituras em postos de controle no início, durante e ao fim dos levantamentos, levando em conta as variações de pressão que afetam as leituras do altímetro. Desta maneira, foi possível estimar e compensar os efeitos das variações de pressão sobre as leituras do altímetro ao longo do tempo. Com esta informação foi utilizada uma correção linear dos valores registrados.

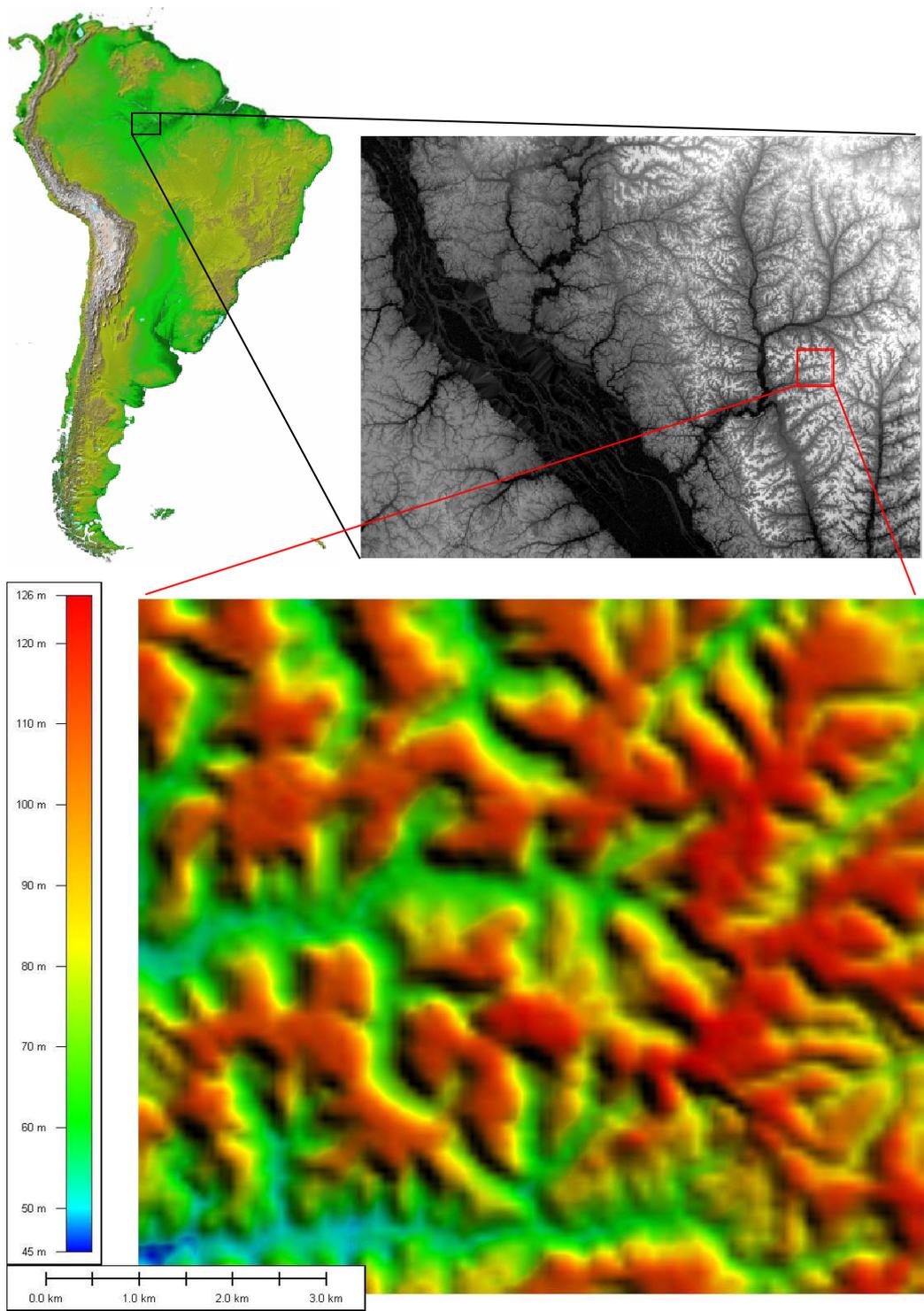


Figura 3.5 - Topografia da América do Sul a partir dos dados do SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission), e Micro-bacia Igarapé Asu.

### 3.4. Modelagem da interceptação

Devido às dificuldades na medição direta, por longos períodos, dos componentes no processo de interceptação,  $T_f$  e  $S_f$  ( $I = P - T_f - S_f$ ), principalmente quando não são usados sistemas automáticos, pode-se gerar séries temporais detalhadas a partir de dados hidro-meteorológicos usando modelos de interceptação calibrados e validados.

O modelo DHSVM, escolhido para a modelagem hidrológica distribuída de micro-escala (como será descrito mais adiante), contém um módulo na sub-rotina de evapotranspiração que calcula interceptação. Mas sua abordagem é simplificada e foi desenvolvido para vegetações temperadas de dossel aberto, onde a dinâmica da precipitação (e conseqüentemente interceptação) é muito diferente daquela em regiões de floresta tropical densa e úmida.

Neste trabalho o modelo analítico reformulado de Gash (Gash et al., 1995), desenvolvido para ser aplicado em qualquer tipo de floresta, foi validado com a detalhada série de interceptação medida na área de estudo.

O modelo assume que há um tempo suficiente entre eventos de chuva para permitir que o dossel e os troncos estejam completamente secos ao começar cada evento (suposição razoável no caso de florestas tropicais sujeitas a chuvas convectivas), e também assume que cada um destes eventos apresenta três fases: (i) fase de umedecimento durante a qual a precipitação,  $P$  (mm), é menor que um valor mínimo necessário para saturar o dossel,  $P'$  (mm); (ii) uma fase de saturação, onde a intensidade da precipitação,  $R$ , excede a evaporação do dossel úmido,  $E$ ; e (iii) uma fase de secagem depois que a chuva cessa. A estrutura do dossel é descrita em termos da capacidade de armazenamento do dossel,  $S_c$  (mm), definido como a quantidade de água que fica no dossel saturado sob condições de evaporação zero logo que a precipitação e a drenagem do dossel cessam (Gash e Morton, 1978); o coeficiente de precipitação interna livre,  $p$ , é definido como a proporção da precipitação incidente que passa através do dossel sem entrar em contato com o mesmo. A evaporação dos troncos é descrita em termos da capacidade de

armazenamento dos troncos  $S_t$  (mm), e da fração da precipitação incidente que chega aos troncos,  $p_t$ . Além disso, é necessária a taxa de evaporação média durante a chuva,  $\bar{E}$  e a intensidade média da precipitação,  $\bar{R}$  para condições de dossel saturado. Gash et al. (1995) introduziram no modelo um parâmetro adicional, a fração de cobertura do dossel,  $c_d$ , e tanto a capacidade de armazenamento do dossel como a taxa média de evaporação do dossel úmido ficaram linearmente dependentes desta. Por consistência, os parâmetros dos troncos foram alterados de tal maneira que a água atinge os troncos somente depois que o dossel está saturado. Na Tabela 3.1 apresentam-se as equações para o cálculo das perdas por interceptação a partir das variáveis anteriormente descritas.

Tabela 3.1 - Equações do modelo analítico reformulado de Gash.

<b>Componentes das perdas por interceptação.</b>	<b>Modelo analítico de Gash.</b>
Para $m$ eventos insuficientes para saturar o dossel ( $P \leq P'$ ).	$c_d \sum_{j=1}^m P_j$
Para $n$ eventos que saturam o dossel	
Umedecimento do dossel ( $P \geq P'$ ).	$nc_d P' - nc_d S$
Evaporação do dossel úmido durante a chuva.	$\frac{c_d \bar{E}_c}{\bar{R}} \sum_{j=1}^n (P_j - P')$
Evaporação logo que a chuva cessa.	$nc_d S_c$
Para $q$ eventos que saturam os troncos	
Evaporação dos troncos, para $q$ eventos $> S_t/p_t$ , os quais saturam os troncos.	$qS_t + p_t \sum_{j=1}^{n-q} P_j$
<b>Parâmetros</b>	
Chuva necessária para saturar o dossel.	$P' = -\frac{\bar{R}S}{\bar{E}} \ln \left[ 1 - \frac{\bar{E}}{c_d \bar{R}} \right]$
Taxa média de evaporação do dossel úmido.	$\bar{E} = c_d \bar{E}_c$
Capacidade do dossel	$S = c_d S_c$
Fração de cobertura do dossel.	$c_d$

Fonte: Adaptada de Gash et al. (1995).

Outra forma de estimar a interceptação é através do cálculo da evaporação para uma vegetação com dossel úmido, através da equação de Penman-Monteith:

$$E = \frac{\Delta R_n + \rho c_p (e_s - e) g_a}{\lambda (\Delta + \gamma (1 + g_a / g_c))} \quad (3.1)$$

onde  $\Delta$  é a declividade da curva de pressão de vapor de saturação vs temperatura ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $R_n$  é o saldo de radiação ( $\text{MJ m}^{-2}\text{h}^{-1}$ ),  $\rho$  é a densidade do ar úmido ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $c_p$  é o calor específico à pressão constante ( $1,013 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ),  $e_s$  é a pressão de vapor de saturação à temperatura do ar (kPa),  $e$  é a pressão de vapor (kPa),  $g_a$  é a condutância aerodinâmica ( $\text{m s}^{-1}$ ),  $g_c$  é a condutância de superfície ( $\text{m s}^{-1}$ ), e  $\gamma$  é a constante psicrométrica ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ ). Durante e imediatamente depois da chuva o ar no dossel está próximo à saturação e a taxa de evaporação não é mais controlada pelos estômatos, somente pela resistência aerodinâmica (Shuttleworth, 2007). Portanto, equação 3.1 se transforma em:

$$E = \frac{\Delta R_n + \rho c_p (e_s - e) g_a}{\lambda_v (\Delta + \gamma)} \quad (3.2)$$

Para estimar a condutância aerodinâmica sob condições de dossel úmido foram usados dois métodos descritos em Gash et al. (1999): (i) condutância aerodinâmica para fluxo de momentum em condições neutras ( $g_{a,M}$ ),

$$g_{a,M} = \left\{ \frac{k}{\ln[(z-d)/z_{0,M}]} \right\}^2 u \quad (3.3)$$

mas quando se tem dados de velocidade de fricção,  $u_*$ , esta pode ser calculada como:

$$g_{a,M} = \frac{u_*^2}{u} \quad (3.4)$$

(ii) e para fluxo de vapor e calor ( $g_{a,V}$ ), para condições neutras,

$$g_{a,V} = \frac{k u_*}{\ln[(z-d)/z_{O,H}]} \quad (3.5)$$

Assumindo a aproximação:  $\ln(z_{O,M}/z_{O,H}) = 2$  (Garratt e Francey, 1978 citado por Gash et al., 1999), e substituindo na Equação 3.5, e a seguir nas Equações 3.4 e 3.3, a condutância aerodinâmica para o fluxo de vapor pode ser obtida por:

$$g_{a,V} = \frac{u_*}{u/u_* + 2/k} \quad (3.6)$$

e incluindo os efeitos de estabilidade atmosférica,

$$g_{a,V} = \frac{u_*}{u/u_* + 2/k + \psi/k} \quad (3.7)$$

sendo  $k$  a constante de von Kármán,  $d$  é o deslocamento do plano zero,  $z_{O,M}$  é a rugosidade para o fluxo de momentum,  $z$  é a altura de medição ou altura de referência,  $u$  é a velocidade do vento à altura  $z$ ,  $u_*$  é a velocidade de fricção, e  $\psi$  é uma função de correção de estabilidade para transferência de calor, estimada a partir dos dados da torre de fluxo. Para condições instáveis, é dado pela expressão:

$$\psi = 2 \ln \left\{ \frac{1 + \sqrt{(1 - 16(z/\ell))}}{2} \right\} \quad 0 < z/\ell \quad (3.8)$$

Em que  $z/\ell$  é uma função de estabilidade. Para condições estáveis,  $0 < z/\ell < 1$ ,  $\psi = -5,2(z/\ell)$ . E nos casos em que  $z/\ell > 1$ ,  $\psi$  é fixado entre -5 e -6. Neste estudo escolheu-se o valor médio do intervalo,  $\psi = -5,5$  (ASCE, 1996).

Os trabalhos de Mizutani et al. (1997), Grelle et al. (1997) e Gash et al. (1999) mostraram que os anemômetros sônicos, como o usado na torre de fluxo K34, não são afetados por chuva, e podem ser usados para medir a evaporação da floresta durante a mesma. Assim, neste estudo foram usados os dados de evapotranspiração provenientes das medições diretas,  $E_{\text{eddy}}$ , através do método de covariância de vórtices turbulentos (Araújo et al, 2002), e comparados com as medições do experimento de interceptação.

A evapotranspiração também pode ser obtida pelo balanço de energia,  $E_{\text{BE}}$  :

$$\lambda_v E = R_n - H - G - S_b \quad (3.9)$$

Sendo  $\lambda_v$  o calor latente de vaporização da água ( $\text{MJ kg}^{-1}$ ),  $R_n$ ,  $H$ ,  $G$  e  $S_b$  as medições de saldo de radiação, fluxo de calor sensível, fluxo de calor do solo, e a variação do armazenamento de energia na biomassa e no ar dentro do dossel ( $\text{W m}^{-2}$ ), respectivamente.  $G$  é aproximadamente igual a zero em floresta tropical úmida e  $S_b$  foi estimado segundo a formulação de Moore e Fisch (1986),

$$S_b = 16,7\delta T_t + 28\delta q_t + 12,6\delta T_{t+1} \quad (3.10)$$

em que  $\delta T_t$ ,  $\delta q_t$  e  $\delta T_{t+1}$  são, respectivamente, as taxas de variação horária da temperatura, da umidade específica e da temperatura adiantada em uma hora, representativas do ar dentro da vegetação.

Para fins de comparação com as medições de interceptação, quando não se contou com os dados do sistema de fluxo,  $E_{\text{eddy}}$ , os períodos faltantes foram preenchidos com os valores derivados do balanço de energia,  $B_{\text{BE}}$ , gerando uma série que assumiu-se como a evaporação medida,  $E_{\text{med}}$ . Ressalta-se que durante eventos de chuva ou mesmo em condições de dossel saturado após a chuva, a transpiração tende a zero. Nestas condições, relevantes para as análises de interceptação, tanto  $E_{\text{eddy}}$  quanto  $B_{\text{BE}}$  (portanto  $E_{\text{med}}$ ) representam apenas a evaporação de superfície.

O modelo de Rutter (Rutter et al., 1971; Rutter et al., 1975), como descrito na Figura 3.6, foi implementado para identificar os períodos quando o dossel estava saturado.  $C$  e  $C_t$  são o armazenamento d'água no dossel e nos troncos, respectivamente;  $D$  é a drenagem do dossel, e é considerada somente quando o dossel atinge a saturação, e  $D_s$  é o valor da drenagem quando  $C = S$ ;  $b_R$  é um coeficiente que representa a taxa de aumento da drenagem com a quantidade de água armazenada no dossel. Os outros parâmetros são como definidos no modelo de Gash.

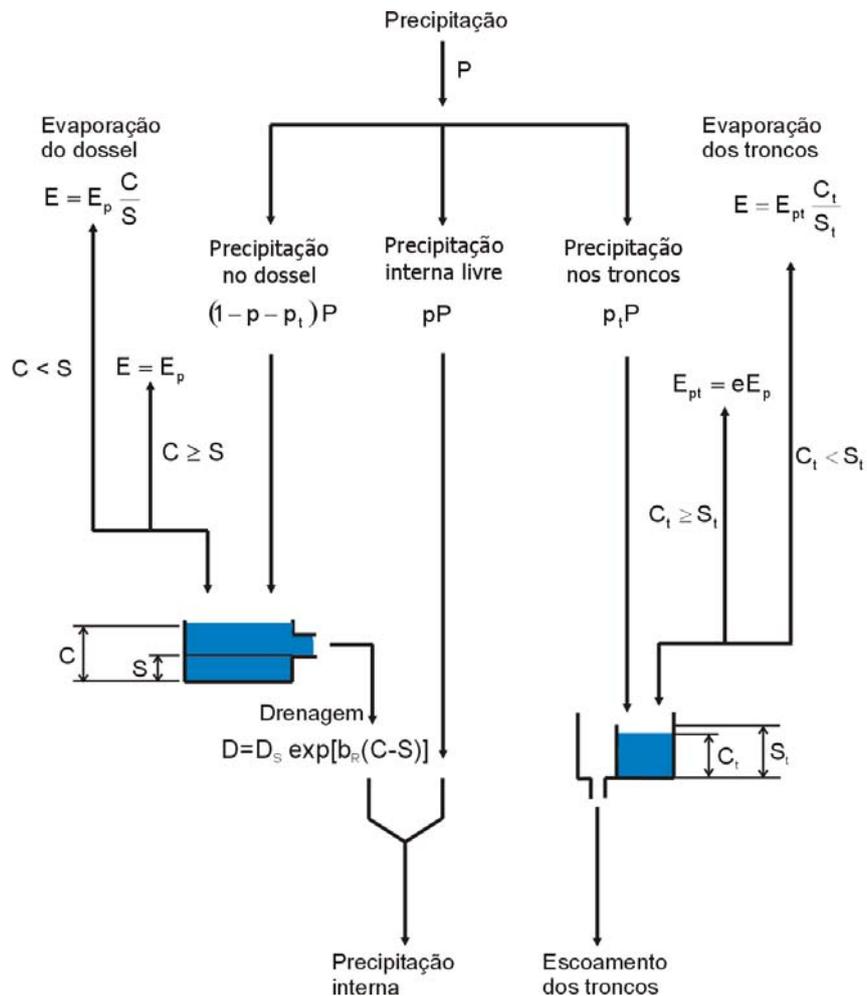


Figura 3.6 - Diagrama conceitual do modelo de Rutter.

Fonte: Adaptada de: Gash e Morton (1978).

### 3.5. Modelagem hidrológica: O modelo DHSVM – The Distributed Hydrology Soil-Vegetation Model

O DHSVM foi desenvolvido originalmente na Universidade de Washington (Wigmosta et al. 1994). É um modelo paramétrico físico-distribuído, que provê uma representação dinâmica integrada dos processos da bacia na escala espacial descrita pelo modelo digital de terreno - MDT (Figura 3.7), utilizando as equações de continuidade e dinâmica dos processos envolvidos. O DHSVM consiste em: um modelo simplificado de dossel de duas camadas para evapotranspiração, um modelo de solo de múltiplas camadas, escoamentos

superficial e sub-superficial, e um modelo de escoamento em canais (Figura 3.8). A resolução espacial varia de células de grade da ordem de 5 a 30 m para pequenas bacias (até 100 km<sup>2</sup>) e células de grade da ordem de 100 m para grandes bacias (100 até 10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>). O modelo foi usado para simular desde um único evento até período multi-anual, com intervalos de tempo horário até diário.

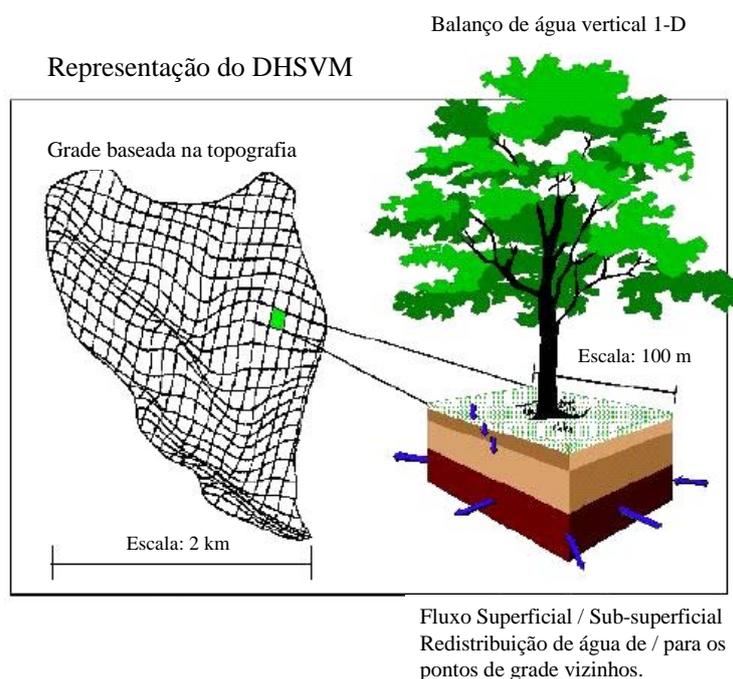


Figura 3.7 - Representação esquemática de uma bacia no modelo DHSVM.

Fonte: Adaptada de Wigmosta et al. (2002).

O modelo tem sido utilizado para análises hidrológicas e de modelagem (Wigmosta et al., 1994; Haddeland e Lettenmaier, 1995; Kenward e Lettenmaier, 1997; Wigmosta e Lettenmaier, 1999; Westrick et al., 2002), em estudos de interação clima-hidrologia (Arola e Lettenmaier, 1996; Nijssen et al., 1997), potenciais impactos das mudanças climáticas nos recursos hídricos (Leung et al., 1996; Leung e Wigmosta, 1999) e impactos das mudanças dos usos da terra no ciclo hidrológico (Vanshaar e Lettenmaier, 2001; Thanapakpawin et al., 2007). Todos os trabalhos foram desenvolvidos predominantemente em bacias montanhosas no Noroeste dos Estados Unidos,

exceto o de Thanapakpawin (2007) que aplicou o modelo numa bacia ao norte da Tailândia, em área também montanhosa. O autor também modelou os ciclos de carbono e nitrogênio com uma versão do modelo denominada D-SEM (DHSVM – Solute Export Model). O modelo ainda não foi aplicado em floresta tropical úmida não perturbada, em terras baixas (cota inferior a 200 m), com topografia suave (desníveis máximos inferiores a 60 m) e áreas não sazonalmente inundáveis.

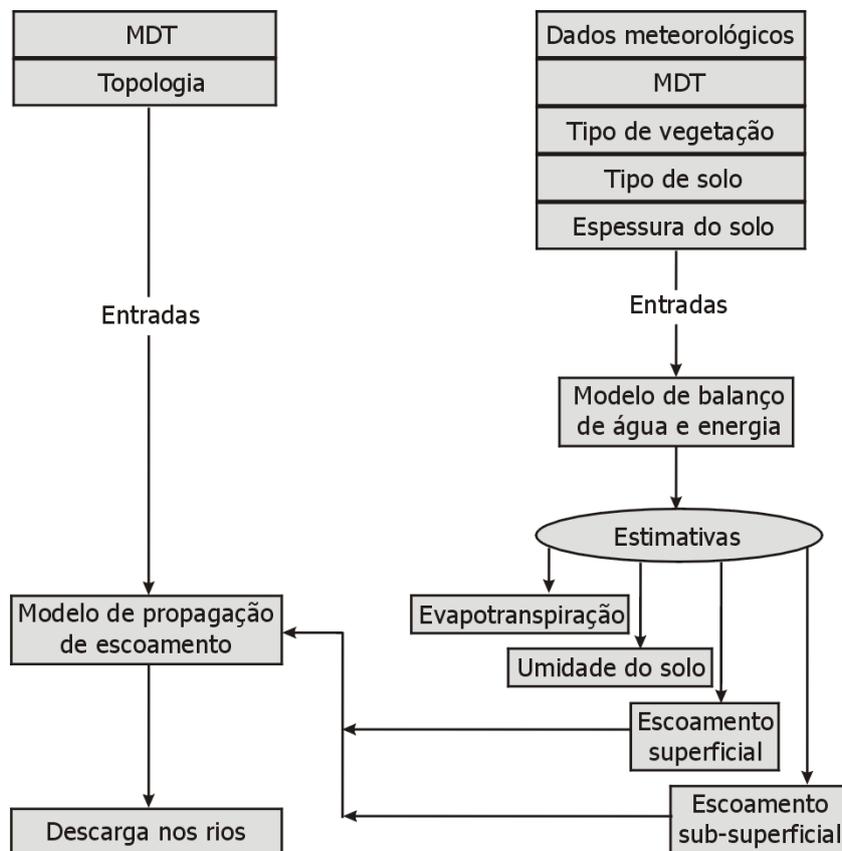


Figura 3.8 - Estrutura principal do modelo DHSVM.

O balanço de água solo-vegetação simulado para uma célula de grade (Wigmosta et al., 1994) é dado por:

$$\sum_{j=1}^{ns} \Delta S_{Sj} + \Delta S_{io} + \Delta S_{iu} = P - E_{io} - E_{iu} - E_s - E_{to} - E_{tu} - P_{ns} \quad (3.11)$$

sendo  $\Delta S_{sj}$  a variação do armazenamento da água no solo nas ns camadas do solo (zona de raízes);  $\Delta S_{io}$  e  $\Delta S_{iu}$  as variações na interceptação armazenada no dossel superior (*overstory*) e inferior (*understory*), respectivamente;  $P$  a precipitação;  $P_{ns}$  a percolação (drenagem de água na vertical) da zona de raízes mais profunda;  $E_s$  a evaporação da superfície do solo; e  $E_{io}$ ,  $E_{iu}$ ,  $E_{to}$  e  $E_{tu}$  são, respectivamente, a evaporação (da interceptação armazenada) e transpiração dos dosséis superior e inferior (Figura 3.9).

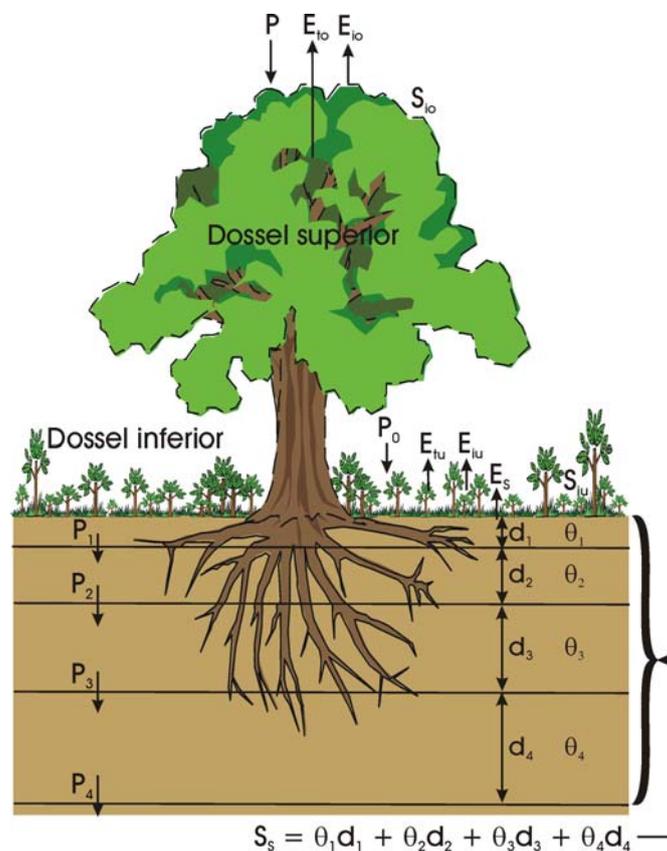


Figura 3.9 - Simulação do balanço de água na vegetação e na zona de raízes para uma célula de grade. A água que deixa a camada inferior da zona radicular ( $P_4$ ) recarga o lençol freático.

Fonte: Adaptada de Wigmosta et al. (1994).

### 3.5.1 Evapotranspiração

A evapotranspiração é representada usando um modelo com duas camadas de dossel. A célula de grade pode ser subdividida em dossel superior e inferior (neste último caso, pode ser solo sem vegetação), e cada camada do dossel é sub-dividida em fração úmida, que corresponde à quantidade de chuva interceptada pelo dossel; e fração seca. O dossel superior pode cobrir uma fração da área da célula de grade, enquanto que o dossel inferior cobre toda a área da célula.

Inicialmente, calcula-se a taxa de evaporação potencial para o dossel superior ( $\text{mm h}^{-1}$ ), através da equação de Penman-Monteith:

$$E_{po} = \frac{\Delta R_{no} + \rho c_p (e_s - e) / r_{ao}}{\lambda_v (\Delta + \gamma)} \quad (3.12)$$

onde  $r_{ao}$  resistência aerodinâmica para o transporte de vapor entre o dossel superior e a altura de referência ( $\text{s m}^{-1}$ ). A Equação 3.12 corresponde à taxa máxima segundo a qual a água pode ser removida da vegetação ou do solo, via evapotranspiração. A água interceptada pela camada superior é evaporada da fração úmida à taxa potencial,

$$E_{ij} = E_{pj} A_{wj} \Delta t_w \quad (3.13)$$

onde  $E_{pj}$  é a taxa de evaporação potencial ( $\text{mm h}^{-1}$ );  $E_{ij}$  é a evaporação da água interceptada (m) sobre o período de tempo;  $\Delta t_w$  é o tempo requerido para evaporar a água interceptada à taxa potencial e  $A_{wj}$  corresponde à fração úmida do dossel, definida como:

$$A_{wj} = \left( \frac{C_j^t + P_j}{S_{cj}} \right)^{2/3} \quad (3.14)$$

sendo  $C_j^t$  a água interceptada armazenada no dossel no início do intervalo de tempo (m) na camada  $j$  da vegetação ( $j=1$  para o dossel superior e  $j=2$  para o dossel inferior);  $P_j$  a chuva durante o intervalo de tempo (m) e  $S_{cj}$  a capacidade de armazenamento do dossel obtida como  $S_{cj} = r_j \text{LAI}_j c_j$ , onde  $r_j$  é a razão entre  $S_{cj}$  (m) e o índice de área foliar ( $\text{LAI}_j$ ), e  $c_j$  é a fração da superfície do solo coberta pelo dossel. A chuva é armazenada em cada camada de dossel até atingir a capacidade máxima de armazenamento. O excesso de precipitação corresponde à precipitação interna sem atenuação.  $P$  é igual à precipitação interna do dossel superior quando a Equação 3.14 é aplicada ao dossel inferior. Se a taxa potencial não é suficiente para evaporar toda a água interceptada durante o passo de tempo do modelo,  $\Delta t_w$  é igual ao  $\Delta t$  do modelo.

A transpiração da fração seca ( $1 - A_{wj}$ ) é estimada usando a aproximação de Penman-Monteith (Equação 3.15).

$$E_{ij} = E_{pj} \frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma(1 + r_{cj}/r_{aj})} \quad (3.15)$$

onde  $r_{cj}$  é a resistência do dossel ao transporte de vapor de água ( $\text{s m}^{-1}$ ).

A evapotranspiração da camada superior (frações úmida e seca) é subtraída da evaporação potencial (Equação 3.12) e a evapotranspiração da camada inferior é calculada a partir da taxa de evaporação potencial remanescente (resultado da evaporação potencial menos a evapotranspiração da camada superior). Esta aproximação em cada intervalo de tempo permite que as frações úmidas das duas camadas evaporem dentro do mesmo intervalo de tempo (evaporação seguida pela transpiração), enquanto assegura que a

evapotranspiração total de ambas camadas não exceda a taxa de evaporação potencial.

A transpiração total da vegetação seca ( $E_{Tj}$ ) é calculada através da Equação 3.16 usando as Equações 3.14 e 3.15 e o valor de  $\Delta t_w$ ,

$$E_{Tj} = E_{ij}(1 - A_{wj})\Delta t + E_{ij}A_{wj}(\Delta t - \Delta t_w) \quad (3.16)$$

Na aplicação das Equações 3.13 a 3.16,  $E_{pj} = E_{po}$  para o dossel superior e  $E_{pj} = E_{po} - (E_{lo} + E_{To})$  para o dossel inferior, com  $E_{po}$  calculado pela Equação 3.12.

A evaporação do solo é calculada somente quando não existe vegetação rasteira. Quando úmido, o solo pode fornecer água à superfície a uma taxa igual ou maior que a demanda de evaporação potencial, mas quando a umidade do solo diminui, a taxa de perda de água para a superfície é menor que a taxa de evaporação potencial. Nas condições anteriores e nos estados de baixo teor de umidade no solo, a taxa de evaporação é controlada pelo solo e é uma função não linear do conteúdo da umidade do solo. A evaporação da água do solo é calculada como,

$$E_s = \min(E_{ps}, F_e) \quad (3.17)$$

onde  $E_{ps} = E_{po} - (E_{lo} + E_{To})$  e  $F_e$  é a dessorção (perda da água do solo para a superfície), determinada pela taxa à qual o solo pode liberar água para a superfície.  $F_e$  é uma função do tipo de solo e condições de umidade na zona superior do solo (descrita no item 3.7.2.2).

### 3.5.1.1 Resistência Aerodinâmica

O perfil vertical do vento através do dossel é modelado assumindo condições atmosféricas neutras usando três camadas: i) acima do dossel superior o perfil do vento é representado usando um perfil logarítmico desde a altura de

referência até o topo de uma sub-camada de rugosidade logo acima do dossel superior, ii) no dossel assume-se que o perfil vertical do vento é exponencial e iii) no espaço dos troncos, abaixo do dossel superior se supõe que é novamente logarítmico.

A resistência aerodinâmica total ao transporte turbulento, associada às três camadas de perfil de vento no dossel, é estimada através da Equação 3.18:

$$R_{ao} = \frac{\ln\left(\frac{z-d_o}{z_{0o}}\right)}{uk^2} \left\{ \frac{h_o}{n(z_w-d_o)} \left[ \exp\left(n_a\left(1-\frac{d_o-z_{0o}}{h_o}\right)\right) - 1 \right] + \frac{z_w-h_o}{z_w-d_o} + \ln\left(\frac{z_r-d_o}{z_w-d_o}\right) \right\} \quad (3.18)$$

sendo  $u$  a velocidade à altura de referencia  $z$ ;  $h_o$ ,  $d_o$ ,  $z_{0o}$  são a altura, o deslocamento e a rugosidade do dossel superior;  $z_w$  é a altura do limite entre o perfil logarítmico superior e a sub-camada de rugosidade;  $n_a$  é o coeficiente de extinção adimensional e  $k$  é a constante de Von Karman. A resistência aerodinâmica em condições neutras da superfície do solo ou do dossel inferior, associada ao perfil logarítmico inferior é estimada pela Equação 3.19:

$$r_{au} = \frac{\ln\left(\frac{z_a-d_u}{z_{0u}}\right)^2}{U(z_a)k^2} \quad (3.19)$$

onde  $z_a = 2 + d_u + z_{0u}$ , com  $d_u$  e  $z_{0u}$  iguais ao deslocamento e altura da rugosidade, respectivamente, para a dossel inferior ou a superfície do solo.

### 3.5.1.2 Resistência do dossel

A resistência do dossel ( $r_{cj}$ ) é calculada separadamente para o dossel superior e inferior segundo a aproximação sugerida por Wigmosta et al. (1994) – Equação 3.20,

$$r_{cj} = \frac{r_{sj}}{\text{LAI}_j} \quad (3.20)$$

onde  $r_{sj}$  é a resistência dos estômatos e  $\text{LAI}_j$  é o Índice de área foliar para a camada da vegetação  $j$ . A dependência de  $r_{sj}$  do tipo de vegetação e fatores ambientais é representada por uma resistência mínima dependente da espécie ( $r_{s\text{min}j}$ ) e um produto de quatro fatores limitantes, cada um com um valor mínimo (Equação 3.21),

$$r_{sj} = r_{s\text{min}j} f_1(T_j) f_2(\text{vpd}_j) f_3(\text{PAR}_j) f_4(\theta_j) \quad (3.21)$$

onde as dependências com as condições meteorológicas são:  $f_1$ , temperatura do ar;  $f_2$  déficit de pressão de vapor;  $f_3$ , fluxo de radiação fotossinteticamente ativa e  $f_4$ , umidade do solo. As primeiras três relações são dadas pelas Equações 3.22 a 3.24 (Dickinson et al., 1991):

$$f_1 = (0.08T_a - 0.0016T_a^2)^{-1} \quad (3.22)$$

$$f_2 = \left[ 1 - \frac{(e_s - e)}{e_c} \right]^{-1} \quad (3.23)$$

$$f_3 = \frac{1 + \frac{R_p}{R_{pc}}}{\frac{r_{s\text{min}}}{r_{s\text{max}}} + \frac{R_p}{R_{pc}}} \quad (3.24)$$

onde  $T_a$  é a temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ );  $e_c$  é o déficit de pressão de vapor causado pelo fechamento dos estômatos (aproximadamente 4 kPa);  $r_{s\text{max}}$  é a resistência máxima da superfície;  $R_p$  é a radiação visível e  $R_{pc}$  é o nível de luz onde  $r_s$  é duas vezes a resistência mínima da superfície ( $r_{s\text{min}}$ ). Segundo

Feddes et al. (1978) (citado por Wigmosta et al., 2002),  $f_4$  é estimado com uma função linear da umidade do solo (Equação 3.25),

$$\begin{aligned} f_4 &= 0 & \theta &\leq \theta_{wp} \\ f_4 &= \frac{\theta^* - \theta_{wp}}{\theta - \theta_{wp}} & \theta_{wp} &< \theta \leq \theta^* \\ f_4 &= 1 & \theta^* &< \theta \leq \theta_s \end{aligned} \quad (3.25)$$

sendo  $\theta$  o conteúdo médio de umidade no solo;  $\theta_{wp}$  é o teor de umidade do solo mínimo ao qual uma planta murcha e já não pode recuperar sua turgidez quando colocada em uma atmosfera saturada durante 12 horas (ponto de murcha) e  $\theta^*$  o teor de umidade acima do qual as condições do solo não limitam a transpiração.

### 3.5.1.3 Radiações de onda curta e onda longa

Os balanços de radiação de onda curta e onda longa são calculados separadamente para o dossel superior e dossel inferior ou para a superfície do solo. O dossel superior recebe a radiação solar direta e troca radiação de onda longa com o dossel inferior ou com a superfície do solo e o céu. O saldo de radiação absorvido pelo dossel superior ( $R_{no}$ ) é estimado através da Equação 3.26,

$$R_{no} = R_s [(1 - \alpha_o) - \tau_o (1 - \alpha_u)] c_d + (L_d + L_u - 2L_o) c_d \quad (3.26)$$

onde  $R_s$  é a radiação de onda curta incidente fornecida ao modelo;  $\alpha_o$  é o albedo do dossel superior;  $\tau_o$  é a fração da radiação de onda curta transmitida pelo dossel superior;  $\alpha_u$  é o albedo do dossel inferior;  $c_d$  é a fração da superfície do solo coberta pelo dossel superior e  $L_d$ ,  $L_u$  e  $L_o$  são os fluxos de radiação de onda longa do céu ( $\Downarrow$ ), do dossel inferior ( $\Uparrow$ ) e do superior ( $\Uparrow$ ). A

fração da radiação de onda curta transmitida é calculada segundo a lei de Beer da forma (Monteith and Unsworth, 1990 citado por Wigmosta et al., 2002),

$$\tau_o = \exp(-k_b \text{LAI}_o) \quad (3.27)$$

onde  $k_b$  é o coeficiente de atenuação do dossel e  $\text{LAI}_o$  é o índice de área foliar do dossel superior. O dossel inferior recebe radiação de onda curta atenuada do dossel superior e radiação de onda curta direta das áreas abertas do dossel. A vegetação da camada inferior troca radiação de onda longa com a camada superior, enquanto nas áreas abertas troca radiação com a atmosfera e o solo. O saldo de radiação absorvido pelo dossel inferior ( $R_{nu}$ ) é obtido através da Equação 3.28,

$$R_{nu} = R_s (1 - \alpha_u) [(1 - c_d) + \tau_o c_d] + (1 - c_d) L_d + c_d L_o - L_u \quad (3.28)$$

assumindo uma emissividade unitária,  $L_o = \sigma(T_o + 273)^4$  e  $L_u = \sigma(T_u + 273)^4$  onde  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann, e  $T_o$  e  $T_u$  são as temperaturas ( $^{\circ}\text{C}$ ) do dossel superior e inferior, respectivamente. Estas duas temperaturas são consideradas iguais à temperatura do ar. A radiação de onda longa é um dado fornecido ao modelo. Para a superfície de solo nu (sem vegetação inferior),  $L_u$  é dado por:  $L_u = \sigma(T_g + 273)^4$ , sendo  $T_g$  a temperatura da superfície do solo. Esta temperatura do solo é também fixada como sendo igual à temperatura do ar. Quando são necessárias temperaturas da superfície com maior precisão, essas são calculadas através de uma solução iterativa da equação não-linear para a temperatura da superfície.

### 3.5.2 Movimento da água no solo não saturado

A superfície do solo pode receber água da precipitação interna ou do escoamento superficial de células adjacentes (Figura 3.10). A taxa máxima de

infiltração determina a máxima quantidade de água que pode ser infiltrada durante o passo de tempo. Quando o solo está saturado, o excesso de água é propagado na forma de escoamento superficial. O movimento d'água no solo não saturado é simulado usando um modelo de solo de várias camadas (Wigmosta et al., 2002). Cada camada de vegetação pode extrair água de uma ou mais camadas do solo (zona de raízes). A transpiração para os dosséis é primeiramente calculada para cada camada de solo usando a equação 3.15, e a seguir multiplicada pela fração de raízes dessa camada. A evaporação do solo restringe-se à camada superior.

As equações para o balanço de massa para as camadas superior, intermediária e inferior são:

$$d_1(\theta_1^{t+\Delta t} - \theta_1^t) = I_f - Q_v(\theta_1) - \sum_{j=1}^2 f_{rj1} E_{tj} - E_s + V_{ex2} - V_{ex1} \quad (3.29)$$

$$d_k(\theta_k^{t+\Delta t} - \theta_k^t) = Q_v(\theta_{k-1}) - Q_v(\theta_k) - \sum_{j=1}^2 f_{rjk} E_{tj} + V_{exk+1} \quad (3.30)$$

$$d_{ns}(\theta_k^{t+\Delta t} - \theta_k^t) = Q_v(\theta_{ns-1}) + (Q_{Sin}^t - Q_S^t)\Delta t \quad (3.31)$$

onde  $d_k$  é a espessura da camada;  $\theta_k$  é a umidade média da camada  $k$ ;  $I_f$  é o volume da água infiltrado durante o passo de tempo;  $Q_v$  é a percolação (volume da água transferido na direção descendente) para a próxima camada;  $f_{rjk}$  é a fração de raízes na camada de vegetação  $j$  na camada do solo  $k$ ;  $V_{esk}$  é o volume da água devido à ascensão do lençol freático;  $E_s$  é o volume de umidade do solo evaporada da camada superficial e  $Q_{Sin}^t$  e  $Q_S^t$  são, respectivamente, os volumes do fluxo lateral na zona saturada que entram e saem da coluna do solo no início do intervalo de tempo.

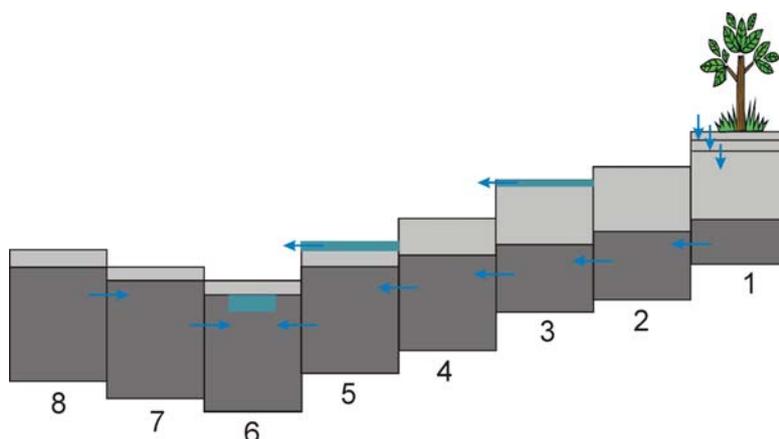


Figura 3.10 - Representação no modelo do movimento da água na direção do rio. As partes em cinza claro mostram as áreas não saturadas e, em cinza escuro, as áreas saturadas. As setas verticais indicam a percolação da zona de raízes e a recarga do lençol freático da célula local. As células trocam água com suas vizinhas próximas resultando em um movimento descendente de água (setas horizontais) na direção do curso de água. Fonte: Adaptado de Wigmosta et al. (2002).

O modelo calcula primeiramente a infiltração na camada superior e em seguida transfere a umidade verticalmente ( $Q_v$ ) desde a superfície do solo até a camada inferior da coluna. Na seqüência, o fluxo sub-superficial (lateral) da zona saturada ( $Q_{sin} - Q_s$ ) é adicionado à camada profunda da coluna de solo, e a umidade do solo é atualizada para cada camada ( $\theta_k^{t+\Delta t}$ ), começando na base da coluna (camada inferior) até chegar à superfície. Em cada camada do perfil verifica-se se a umidade do solo atualizada é maior que a porosidade ( $\theta_k^{t+\Delta t} > \phi_k$ ). Se esse for o caso, calcula-se o excesso de água  $V_{exk} = \theta_k^{t+\Delta t} - \phi_k$ , o qual passa para a camada superior; caso contrário  $V_{exk} = 0$ . Com  $V_{exk}$  adicionado à camada superior o processo continua camada por camada até a superfície. Qualquer excesso de água na camada superficial ( $V_{ex1}$ ) representa o retorno da água sub-superficial à superfície, volume que fica disponível para o modulo de escoamento superficial (Figura 3.10).

### 3.5.2.1 Percolação

A taxa de movimento descendente da água na zona não saturada (Figura 3.10, setas verticais) é calculada pela Lei de Darcy, admitindo um gradiente hidráulico unitário, e usando a equação Brooks-Corey para estimativa da condutividade hidráulica,

$$q_v(\theta) = K_s \left[ \frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} \right]^{(2/m)+3} \quad (3.32)$$

sendo  $K_s$  a condutividade hidráulica saturada;  $m$  o índice de distribuição de tamanhos de poros;  $\phi$  a porosidade do solo e  $\theta_r$  o teor de umidade residual do solo, ou seja, umidade que permanece no solo a altas pressões. O modelo original, por simplicidade, assume que o conteúdo de umidade saturada ( $\theta_s$ ) é igual à porosidade ( $\phi = \theta_s$ ), isto é  $\theta_r = 0$ . No caso de solos tropicais, esta suposição é válida somente em solos compactados (Reichardt, 1985). Portanto, neste trabalho o código do modelo foi modificado para considerar  $\theta_r$  maior que zero para cada tipo de solo.

O volume percolado no intervalo de tempo é dado pela Equação 3.33 (Wigmosta et al., 1994):

$$Q_{vk} = \frac{1}{2} [q_v(\theta_k^t) + q_v(\hat{\theta})] \Delta t \quad (3.33)$$

onde  $\hat{\theta}$  é a umidade do solo atualizada que inclui a contribuição da camada imediatamente acima, estimada como  $\hat{\theta} = \theta_k^t + Q_{vk-1}^{t+\Delta t} / d_k$ .

### 3.5.2.2 Dessorção

A evaporação de água do solo da camada superior,  $E_s$ , é obtida através da Equação 3.17 como uma função da demanda de evaporação potencial na superfície do solo ( $E_{ps}$ ) e da dessorção (perda de água do solo para a

superfície,  $F_e$ ). A perda de água do solo é calculada com base no trabalho de Eagleson (1978) e Entekhabi e Eagleson (1989) (Equação 3.34).

$$F_e = \int_{t=0}^{t=\Delta t} \frac{1}{2} S_e t^{-1/2} dt = S_e \Delta t^{1/2} \quad (3.34)$$

A capacidade de absorção ( $S_e$ ) é calculada como,

$$S_e = \left[ \frac{8\phi K_s \Psi_b}{3(1+3m)(1+4m)} \right]^{1/2} \left[ \frac{\theta}{\phi} \right]^{(1/2m+2)} \quad (3.35)$$

onde  $\Psi_b$  é a sucção de entrada de ar (valor para o qual no solo saturado, ao aplicar-se uma sucção, os maiores poros drenam).

### 3.5.3 Fluxo subterrâneo (ou escoamento sub-superficial saturado)

O modelo usa uma aproximação “célula a célula” para direcionar o fluxo subterrâneo (Wigmosta et al., 1994; Wigmosta e Lettenmaier, 1999), utilizando uma aproximação cinemática, no caso de encostas íngremes com solo permeável e com pouca espessura na camada de solo (neste caso, os gradientes hidráulicos são aproximados às declividades da superfície local); ou uma aproximação de difusão, em áreas de relevo plano (os gradientes hidráulicos devem ser aproximados às declividades locais do lençol freático). As células de grade do modelo são centralizadas em cada ponto do MDT (Figura 3.11). As direções entre um nó e seus vizinhos são nomeadas pelo índice  $k$  e numeradas, em sentido horário, indo de 0 (direção norte) até 7 (Wigmosta et al., 2002).

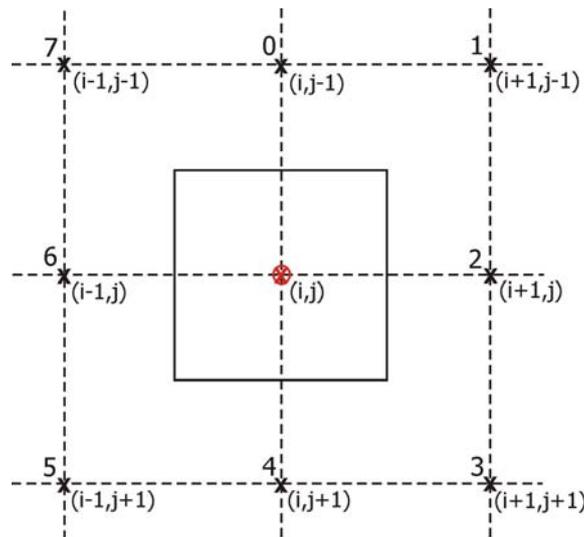


Figura 3.11 - Representação esquemática das direções de fluxo na grade para a rotina de escoamento sub-superficial. As células da grade são centralizadas em torno de cada ponto de elevação do DEM.

Fonte: Adaptada de Wigmosta et al. (1994).

A taxa de escoamento lateral (sub-superficial) saturado da célula  $(i, j)$  na direção  $x$  ( $q_{Si,j,x}$ ) é dada por:

$$\begin{aligned} q_{Si,j,x} &= w_{i,j,x} \beta_{i,j,x} T_{i,j}(z, D) & \beta_{i,j,x} < 0 \\ q_{Si,j,x} &= 0 & \beta_{i,j,x} \geq 0 \end{aligned} \quad (3.36)$$

sendo  $w_{i,j,x}$  a largura do fluxo da célula de grade na direção  $x$ ;  $\beta_{i,j,x}$  a declividade do lençol freático na direção  $x$  ( $\beta_{i,j,x} < 0$ , fluxos saindo da célula) e  $T_{V i,j}(z, D_e)$  a transmissividade (capacidade de um meio para transmitir água,  $L^2T^{-1}$ ) na célula de grade. Assume-se que a condutividade hidráulica saturada horizontal do solo decresce exponencialmente com a profundidade, dessa forma a transmissividade pode ser calculada usando:

$$T_{V i,j}(z, D_e) = \frac{K_{S i,j}}{f_{i,j}} \left( e^{f_{i,j} z_{i,j}} - e^{f_{i,j} D_{i,j}} \right) \quad (3.37)$$

onde  $K_{s_{i,j}}$  é a condutividade hidráulica saturada horizontal, da célula de grade, na superfície do solo;  $f_{di,j}$  é o coeficiente de decaimento da condutividade hidráulica saturada horizontal com a profundidade;  $D_{ei,j}$  é a espessura total do solo na célula de grade (i,j) e  $z_{li,j}$  é a profundidade do lençol freático (positivo para abaixo), que é dada por

$$z_l = D_e \left[ 1 - \frac{\sum_{k=1}^{Ns} (\theta_k^{t+\Delta t} - \theta_{fck}) d_k}{\sum_{k=1}^{Ns} (\phi_k - \theta_{fck}) d_k} \right] \quad (3.38)$$

onde  $Ns$  é o número de camadas do solo e  $\theta_{fck}$  é a capacidade de campo do solo para a camada  $k$ , definida como o teor de umidade do solo quando a drenagem natural (por gravidade) cessa. O escoamento sub-superficial total saindo para uma célula de grade,  $Q_{si,j}$  é igual à soma dos componentes dos fluxos da Equação 3.36.

### 3.5.4 Interceptação d'água pela rede de drenagem

Uma célula contribuirá com água para a drenagem de um curso de água quando o lençol freático estiver acima do leito do curso de água (célula 6 na Figura 3.10). O escoamento sub-superficial é interceptado pelo canal de um curso de água a uma taxa igual a:

$$Q_{Ci,j} = 2L_{Ci,j} \beta_{Ci,j} T_{Ci,j}(z, z_c) \quad (3.39)$$

onde  $z_c$  é a profundidade do leito do rio,  $L_{Ci,j}$  é o comprimento do canal cruzando a célula (i,j), e  $T_{Ci,j}(z, z_c)$  é a transmissividade da zona saturada

acima do leito do rio, obtida pela substituição de  $z_c$  por  $D$  na Equação 3.38. O gradiente hidráulico é aproximadamente igual a:

$$\beta_{Ci,j} = \frac{z_{Ci,j} - z_{i,j}}{0.5w_{Ci,j}} \quad (3.40)$$

onde  $w_{Ci,j}$  é a largura do canal na célula ( $i, j$ ). Se a água superficial está disponível na célula, ela contribui para a drenagem no mesmo intervalo de tempo.

### 3.5.5 Escoamento superficial

O escoamento superficial é gerado em uma célula quando:

- A precipitação interna excede a capacidade de infiltração (Taxa de precipitação maior que a taxa máxima de infiltração).
- A precipitação ocorre sobre uma célula totalmente saturada.
- O nível do lençol freático ascende por cima da superfície (fluxo de retorno).

O modelo usa dois métodos para a propagação do escoamento superficial: i) método explícito célula-a-célula, ii) aproximação do hidrograma unitário. O método explícito deve ser usado se a aplicação do modelo inclui a presença da rede de drenagem.

O escoamento superficial no método célula-a-célula é similar ao método usado para o escoamento sub-superficial. O escoamento superficial saindo na direção  $x$  ( $q_{O_{i,j,x}}$ ) é estimado por:

$$q_{O_{i,j,x}} = w_{i,j,x} v_{i,j} y_{i,j} \quad (3.41)$$

onde  $v_{i,j}$  é a velocidade do fluxo na célula;  $y_{i,j}$  é a profundidade do fluxo na célula e  $w_{i,j,x}$  como definido na Equação 3.36. O escoamento total ( $Q_{O_{i,j}}$ ) é a

soma dos escoamentos componentes da Equação 3.41. O volume de água superficial no final do intervalo de tempo ( $S_o^{t+\Delta t}$ ) é dado por:

$$S_{o_{i,j}}^{t+\Delta t} = S_{o_{i,j}}^t + V_{ex_{i,j}} + I_{n_{ex_{i,j}}} + (Q_{oin_{i,j}} - Q_{o_{i,j}})\Delta t \quad (3.42)$$

sendo  $Q_{oin_{i,j}}$  a quantidade total de escoamento superficial na célula (i,j) proveniente de uma célula vizinha;  $I_{n_{ex_{i,j}}}$  é o volume escoado quando a taxa de precipitação excede a taxa máxima de infiltração. O escoamento superficial pode ser re-infiltrado na célula se a zona de saturação do solo estiver abaixo da superfície (na Figura 3.10 o escoamento superficial das células 3 e 5 re-infiltra nas células 4 e 6, respectivamente). O modelo usa uma velocidade constante ( $v = \Delta x/\Delta t$ ), sendo  $\Delta x$  a largura da célula.

Na aproximação do hidrograma unitário calcula-se, para cada célula, o tempo requerido para que o escoamento superficial gerado numa célula se desloque até a saída da bacia. A função de resposta de cada célula é uma função desse tempo de deslocamento.

### 3.5.6 Escoamento no canal

O escoamento nos canais dos rios é propagado usando uma cascata linear de reservatórios. A rede de drenagem consta de um número apropriado de segmentos individuais, cada um dos quais têm seus próprios parâmetros hidráulicos. O fluxo para um segmento do canal consiste do escoamento superficial ( $Q_o$  obtido da Equação 3.41, representado na Figura 3.10 pelas setas horizontais superficiais nas células 3 e 5) e do escoamento sub-superficial interceptado pelos canais ( $Q_c$  obtido da Equação 3.39, representado na Figura 3.10 pelas setas horizontais). O escoamento que sai de um segmento pode drenar para outro segmento ou sair da bacia.

Usa-se um algoritmo de tipo armazenamento linear simples para o modelo de transporte hidrológico no canal, e no qual cada trecho do canal é tratado como um reservatório de largura constante com um escoamento associado de maneira linear com o armazenamento ( $V_c$ ) do trecho. A velocidade de fluxo é calculada pela equação de Manning usando uma profundidade de referência do escoamento. Essa profundidade corresponde ao raio hidráulico (razão entre a área molhada e o perímetro molhado), o que permite que o armazenamento no tempo  $t+1$  seja calculado como,

$$V_c^{t+1} = \frac{Q_{in}}{k} + \left( V_c^t - \frac{Q_{in}}{k} \right) \exp(-k\Delta t) \quad (3.43)$$

onde  $Q_{in}$  é o fluxo lateral de montante que alcança o trecho de canal durante o passo de tempo e  $\kappa$  é o parâmetro de armazenamento do segmento obtido por

$$\kappa = \frac{R_r^{2/3} \sqrt{S_o}}{n\Delta L} \quad (3.44)$$

sendo  $R_r$  o raio hidráulico para a profundidade de referência do fluxo;  $S_o$ ,  $\Delta L$  e  $n$  são a declividade, o comprimento e a rugosidade hidráulica (coeficiente de Manning) do canal, respectivamente. A descarga ou vazão média do segmento de canal é obtida através do balanço de massa, ou seja:

$$Q_{out} = Q_{in} - \frac{V_c^{t+1} - V_c^t}{\Delta t} \quad (3.45)$$

### 3.6. PDM - Probability Distributed Model

A bacia em estudo representa um sistema de bacias aninhadas, com três seções de controle: Asu1, Asu2 e Asu3. Para explorar e analisar a agregação de processos hidrológicos escolheu-se o Modelo Probabilístico-Distribuído de

capacidade de armazenamento da água no solo (PDM), desenvolvido por Moore (1985; 2007).

No PDM, considera-se que o armazenamento de água no solo em qualquer ponto da bacia pode ser conceitualmente representado por um reservatório, caracterizado por sua capacidade de armazenamento,  $c'$ . O armazenamento de água no reservatório aumenta pela precipitação,  $P$ , e diminui por efeito da evapotranspiração,  $E$ . A Figura 3.12 exemplifica a forma geral do PDM.

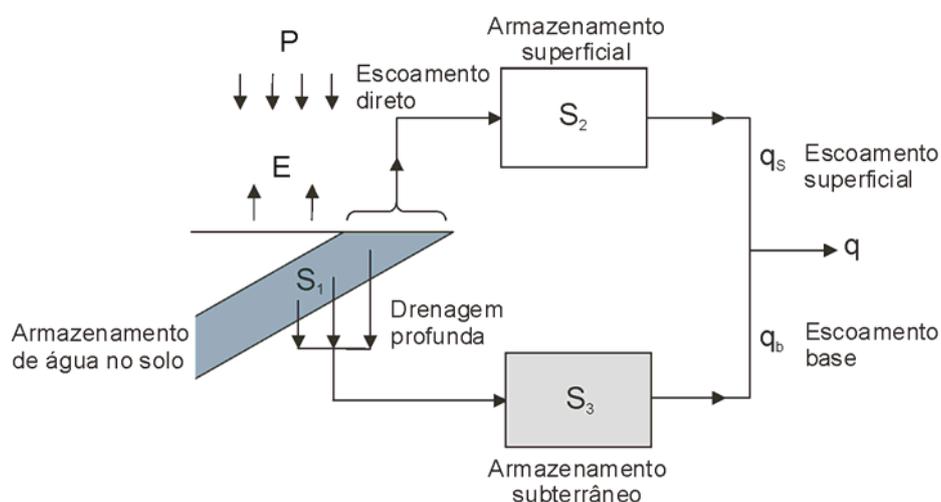


Figura 3.12 - Modelo PDM chuva-vazão.

Fonte: Adaptada de Moore e Bell (2002) e Moore (2007).

Quando o reservatório atinge a sua máxima capacidade de armazenamento, o excesso é drenado por escoamento direto,  $q'$  (Figura 3.13a). Isto pode ser representado matematicamente pela Equação 3.46, onde  $S_0$  é o armazenamento inicial.

$$q' = \begin{cases} P - E - (c' - S_0) & P > c' + E \\ 0 & P \leq c' + E \end{cases} \quad (3.46)$$

Analogamente, se a bacia pode ser representada por uma série de reservatórios, e cada um deles caracteriza-se por sua capacidade de armazenamento,  $c$  (Figura 3.13a), a capacidade de armazenamento pode ser

tratada como uma variável aleatória com função de densidade de probabilidade,  $f(c)$ , tal que a proporção da bacia com armazenamentos no intervalo  $(c, c + dc)$  seria  $f(c)dc$ .

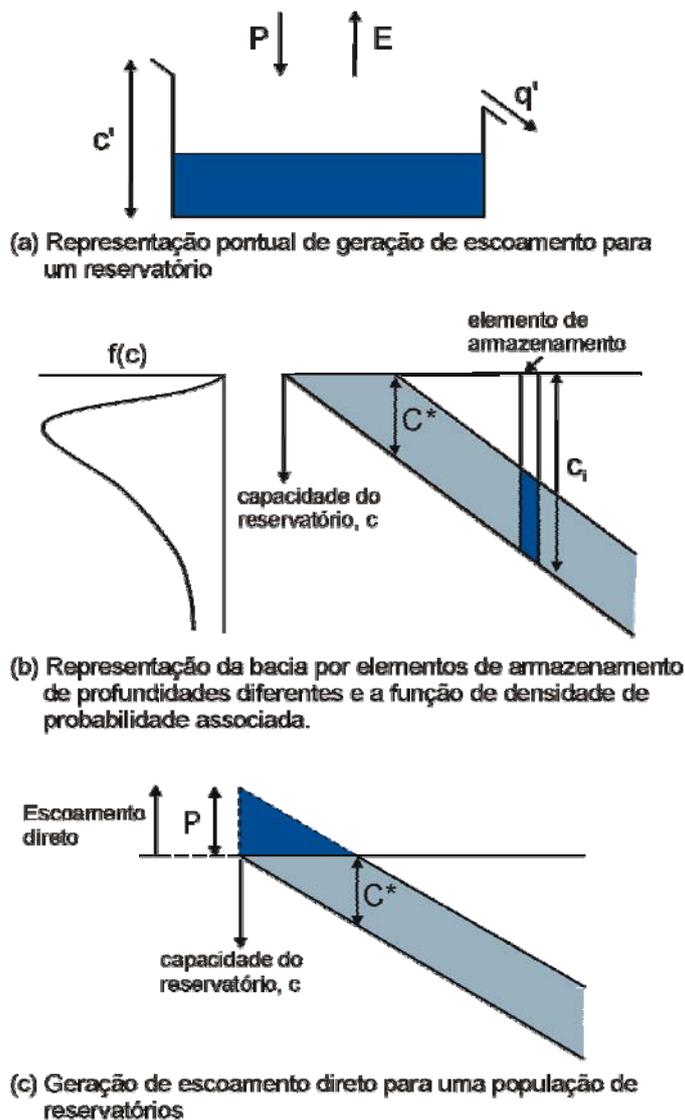


Figura 3.13 - Diagramas para o modelo probabilístico-distribuído de capacidade de armazenamento.

Fonte: Adaptada de Moore (2007).

Se todos os reservatórios de diferentes profundidades são organizados em ordem crescente, com seus extremos superiores posicionados no mesmo nível horizontal, resulta no diagrama mostrado na Figura 3.13b. O diagrama

representa as diferentes profundidades dos reservatórios e é usado para estabelecer o nível da água nestes reservatórios, resultado em uma seqüência de períodos secos e úmidos. Supondo que a bacia está seca, de tal modo que todos os reservatórios estejam vazios, e cai uma precipitação  $P$  em um dado intervalo de tempo, a maioria dos reservatórios serão preenchidos até uma profundidade  $P$ . Já aqueles cuja capacidade for menor que  $P$  irão transbordar. Durante o intervalo de tempo em que  $P$  atua, os reservatórios menos profundos (com capacidades pequenas) começarão a gerar escoamento direto. Portanto, a área do triângulo superior na Figura 3.13c representa o escoamento direto gerado no intervalo de tempo, e a probabilidade de ocorrência de um valor de armazenamento está associada à função de densidade,  $f(c)$  (Figura 3.13b). No final do intervalo de tempo, todos os reservatórios com capacidades de armazenamento menores que  $P$  contribuirão para o escoamento direto; a capacidade crítica abaixo da qual todos os armazenamentos serão preenchidos em um tempo,  $t$ , é  $C^* \equiv C^*(t)$ . Neste caso  $C^*(t) = P$ . A proporção da bacia ocupada por reservatórios com capacidade menores ou iguais a  $C^*(t)$  será:

$$\text{prob}(c \leq C^*(t)) = F(C^*(t)) = \int_0^{C^*(t)} f(c) dc \quad (3.47)$$

A função  $F(\cdot)$  é a função de distribuição das profundidades (capacidades) dos reservatórios, e está relacionada à função de densidade através da relação  $f(c) = dF(c)/dc$ . Como  $F(C^*(t))$  define o percentual de área saturada da bacia, assim a área de contribuição do escoamento direto para uma bacia de área  $A$  é:

$$A_c(t) = F(C^*(t))A \quad (3.48)$$

A taxa instantânea de geração de escoamento de toda a bacia, por unidade de área,  $q(t)$ , é obtida por:

$$q(t) = \pi(t) F(C^*(t)) \quad (3.49)$$

sendo  $\pi(t)$  a taxa de precipitação efetiva. Considerando que no  $i$ -th intervalo úmido,  $(t, t + \Delta t)$ , a taxa de precipitação efetiva é constante e igual a  $\pi_i = P_i - E_i$ , a capacidade crítica,  $C^*(\tau)$ , aumentará de acordo com:

$$C^*(\tau) = C^*(t) + \pi_i(\tau - t), \quad t \leq \tau < t + \Delta t \quad (3.50)$$

A área de contribuição aumenta conforme a Equação 3.48, e o volume de escoamento direto da bacia por unidade de área, produzido no intervalo será:

$$\begin{aligned} V(t + \Delta t) &= \int_t^{t+\Delta t} q(\tau) d\tau = \int_t^{t+\Delta t} \pi_i F(C^*(\tau)) d\tau \\ &= \pi_i \int_t^{t+\Delta t} \int_0^{C^*(\tau)} f(c) dc d\tau = \int_{C^*(t)}^{C^*(t+\Delta t)} F(c) dc \end{aligned} \quad (3.51)$$

Durante períodos secos, a evaporação potencial diminui o teor de umidade de cada reservatório. Admite-se que durante estes períodos secos a água se desloca entre os diferentes pontos da bacia de tal modo que a profundidade da água armazenada é igual em toda a bacia. Portanto, em qualquer tempo todos os reservatórios terão uma profundidade de água,  $C^*$ , sem importar sua capacidade de armazenamento, exceto para aqueles pontos onde a capacidade é menor que  $C^*$ , e neste caso estariam cheios. O perfil do nível da água dos reservatórios sempre será da forma mostrada na Figura 3.13c (Moore, 2007). Além disso, existe uma relação única entre o armazenamento de água na bacia como um todo,  $S(t)$ , e a capacidade crítica,  $C^*(t)$ , e por sua vez para a taxa instantânea de geração de escoamento direto da bacia,  $q(t)$ . Da Figura 3.13c, o armazenamento total para a bacia é dado por,

$$S(t) = \int_0^{C^*(t)} c f(c) dc + C^*(t) \int_{C^*(t)}^{\infty} f(c) dc = \int_0^{C^*(t)} (1 - F(c)) dc \quad (3.52)$$

Para um valor de armazenamento,  $S(t)$ , a Equação 3.52 pode ser usada para obter  $C^*(t)$  o qual permitirá que o volume de escoamento direto,  $V(t + \Delta t)$ , seja calculado usando a Equação 3.51 junto com a Equação 3.50.

O armazenamento total disponível na bacia é:

$$S_{\max} = \int_0^{\infty} c f(c) dc = \int_0^{\infty} (1 - F(c)) dc = \bar{c} \quad (3.53)$$

o qual, por definição, é igual à profundidade média dos armazenamentos,  $\bar{c}$ , na bacia. A dependência da evaporação com a umidade do solo é considerada através da seguinte função:

$$\frac{E'_i}{E_i} = 1 - \left( \frac{S_{\max} - S(t)}{S_{\max}} \right)^{b_e} \quad (3.54)$$

sendo  $E'_i/E_i$  a razão da evaporação real e a potencial e  $S_{\max} - S(t)$  o déficit de umidade no solo. Em geral, adota-se a aproximação linear ( $b_e = 1$ ) ou a quadrática ( $b_e = 2$ ). Para permitir a recarga do aquífero, considera-se que os elementos de armazenamento estão abertos no fundo, permitindo a drenagem a uma taxa,  $d_i$ , que depende linearmente da quantidade de água no solo da bacia no início do intervalo de tempo, assim:

$$d_i = k_d (S(t) - S_{\min}) \quad (3.55)$$

Sendo  $k_d$  uma constante de recessão da água subterrânea e  $S_{\min}$  o limiar de armazenamento abaixo do qual não há drenagem. Com as perdas por

evaporação e a recarga do aquífero, a precipitação efetiva,  $\pi_i$ , pode ser redefinida como:

$$\pi_i = P_i - E'_i - d_i \quad (3.56)$$

Durante os períodos em que não ocorre geração de escoamento, a umidade do solo é obtida pela Equação 3.57, onde  $S_{\max}$  é o armazenamento total disponível.

$$S(\tau) = S(t) + \pi_i(\tau - t) \quad t \leq \tau \leq t + \Delta t, 0 \leq S(\tau) \leq S_{\max} \quad (3.57)$$

Quando há geração de escoamento, o volume de escoamento direto,  $V(t + \Delta t)$  é obtido usando a Equação 3.51 e, por continuidade, o armazenamento é dado por:

$$S(t + \Delta t) = \begin{cases} S(t) + \pi_i \Delta t - V(t + \Delta t) & S(t + \Delta t) \leq S_{\max} \\ S_{\max} & \text{caso contrário} \end{cases} \quad (3.58)$$

Se o armazenamento na bacia é igual ao máximo no intervalo  $(t, t + \Delta t)$  então, por continuidade, o volume de escoamento direto será calculado como

$$V(t + \Delta t) = \pi_i \Delta t - (S_{\max} - S(t)) \quad (3.59)$$

A Figura 3.14 mostra a representação gráfica deste procedimento para um intervalo de tempo úmido  $(t, t + \Delta t)$  durante o qual o teor de umidade no solo aumenta em uma quantidade  $\Delta S(t + \Delta t) = \pi_i - V(t + \Delta t)$  e observa-se o volume de escoamento direto gerado,  $V(t + \Delta t)$ .

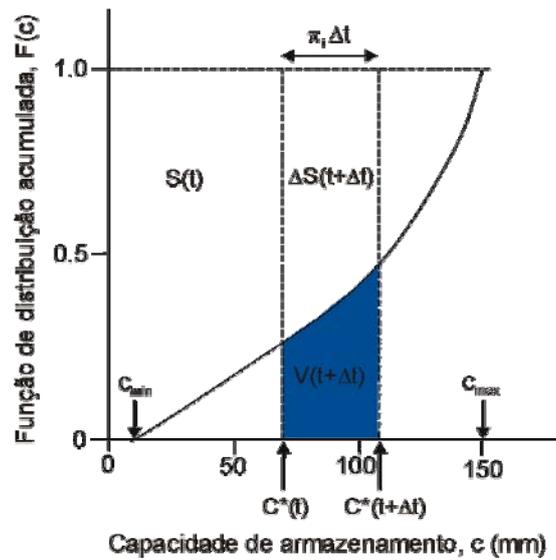


Figura 3.14 - Função de distribuição da capacidade de armazenamento usada para calcular a quantidade de água no solo, a capacidade crítica, e o escoamento direto da bacia, segundo o modelo probabilístico-distribuído de capacidade de armazenamento.

Fonte: Adaptada de Moore (1985; 2007).

A aplicação específica da metodologia anterior pode ser desenvolvida para uma função de densidade de probabilidade. A função mais amplamente usada é uma distribuição de potencia das capacidades de armazenamento (Moore, 2007). A distribuição acumulada de probabilidades é dada por:

$$F(c) = 1 - \left( \frac{c_{\max} - c}{c_{\max} - c_{\min}} \right)^b \quad c_{\min} \leq c \leq c_{\max} \quad (3.60)$$

E a função de densidade:

$$f(c) = \frac{dF(c)}{dc} = \frac{b}{c_{\max} - c_{\min}} \left( \frac{c_{\max} - c}{c_{\max} - c_{\min}} \right)^{b-1} \quad c_{\min} \leq c \leq c_{\max} \quad (3.61)$$

Onde os parâmetros  $c_{\max}$  e  $c_{\min}$  são as capacidades de armazenamento máxima e mínima.

O armazenamento total disponível para a bacia é obtido como,

$$\begin{aligned}
 S_{\max} &= \int_0^{c_{\max}} (1-F(c))dc = \int_0^{c_{\max}} \left\{ 1 - \left[ 1 - \left( \frac{c_{\max} - c}{c_{\max} - c_{\min}} \right)^b \right] \right\} dc \\
 &= \int_0^{c_{\max}} \left( \frac{c_{\max} - c}{c_{\max} - c_{\min}} \right)^b dc = \frac{bc_{\min} - c_{\max}}{b+1} = \bar{c}
 \end{aligned} \tag{3.62}$$

Sendo  $\bar{c}$  a capacidade de armazenamento média da bacia. Se em um tempo  $t$  o armazenamento na bacia,  $S(t)$ , é conhecido, a capacidade crítica correspondente pode ser obtida resolvendo a Equação 3.52 para  $C^*(t)$ , do seguinte modo:

$$\begin{aligned}
 S(t) &= \int_0^{C^*(t)} (1-F(c))dc = \int_0^{C^*(t)} \left\{ 1 - \left[ 1 - \left( \frac{c_{\max} - c}{c_{\max} - c_{\min}} \right)^b \right] \right\} dc \\
 &= c_{\min} + (\bar{c} - c_{\min}) \left\{ 1 - \left( \frac{c_{\max} - C^*(t)}{c_{\max} - c_{\min}} \right)^{b+1} \right\}
 \end{aligned} \tag{3.63}$$

Assim,

$$C^*(t) = c_{\min} + (c_{\max} - c_{\min}) \left\{ 1 - \left( \frac{S_{\max} - S(t)}{\bar{c} - c_{\min}} \right)^{1/(b+1)} \right\} \tag{3.64}$$

A precipitação no intervalo  $(t, t + \Delta t)$  gera um volume de escoamento direto (Figura 3.14) dado pela Equação 3.51 de forma que:

$$\begin{aligned}
 V(t + \Delta t) &= \pi_i \Delta t - (S(t + \Delta t) - S(t)) \\
 &= \pi_i \Delta t - (\bar{c} - c_{\min}) \left\{ \left( \frac{c_{\max} - C^*(t)}{c_{\max} - c_{\min}} \right)^{b+1} - \left( \frac{c_{\max} - C^*(t + \Delta t)}{c_{\max} - c_{\min}} \right)^{b+1} \right\}
 \end{aligned} \tag{3.65}$$

onde  $\pi'_i = P_i - E'_i - d_i$  e  $C^*(t + \Delta t) = C^*(t) + \pi_i \Delta t$ . Se  $(C^*(t) + \pi_i \Delta t) > c_{\max}$ ,  $C^*(t + \Delta t) = c_{\max}$ , o escoamento direto será dado por:

$$V(t + \Delta t) = \pi_i \Delta t - (S_{\max} - S(t)) \quad (3.66)$$

O armazenamento de água no solo é obtido por:

$$\Delta S(t + \Delta t) = \pi_i \Delta t - V(t + \Delta t) \quad (3.67)$$

O cálculo do balanço de água será feito na seguinte seqüência: a evaporação real,  $E'_i$ , e a drenagem do fluxo base,  $d_i$ , são obtidas das Equações 3.54 e 3.55, usando o valor de umidade do solo no início do intervalo de tempo, e a precipitação efetiva durante o intervalo de tempo será  $\pi'_i = P_i - E'_i - d_i$ . Durante os períodos secos, quando não há geração de escoamento direto, a Equação de continuidade (Equação 3.57) é usada para atualizar o armazenamento de água no solo. No início de um período de chuvas, o valor de armazenamento no início do intervalo é usado na Equação 3.64 para obter a capacidade crítica. Isto permite que o volume de escoamento gerado seja calculado com a Equação 3.65 ou a Equação 3.66, o qual é logo usado na Equação 3.67 para calcular a adição no armazenamento, e assim por diante (Moore, 1985).

### 3.6.1 Transporte de massa (Propagação do escoamento)

O PDM divide a precipitação em escoamento direto, recarga da água subterrânea e teor de umidade do solo. O escoamento direto é propagado através de um armazenamento superficial (sistema de resposta rápida), representado por um sistema de dois reservatórios lineares em cascata, com constantes de tempo  $k_1$  e  $k_2$ , expressos pela seguinte função:

$$q_{St} = -\delta_1 q_{St-1} - \delta_2 q_{St-2} + \omega_0 V_t + \omega_1 V_{t-1} \quad (3.68)$$

com

$$\begin{aligned} \delta_1 &= -(\delta_1^* + \delta_2^*) \\ \delta_2 &= \delta_1^* \delta_2^* \\ \delta_1^* &= \exp\left(-\frac{\Delta t}{k_1}\right) \\ \delta_2^* &= \exp\left(-\frac{\Delta t}{k_2}\right) \end{aligned} \quad (3.69)$$

Se  $k_1 \neq k_2$

$$\begin{aligned} \omega_0 &= \frac{k_1(\delta_1^* - 1) - k_2(\delta_2^* - 1)}{k_2 - k_1} \\ \omega_1 &= \frac{k_2 \delta_1^*(\delta_2^* - 1) - k_2 \delta_2^*(\delta_1^* - 1)}{k_2 - k_1} \end{aligned} \quad (3.70)$$

Se  $k_1 = k_2$

$$\begin{aligned} \omega_0 &= 1 - \left(1 + \frac{\Delta t}{k_1}\right) \delta_1^* \\ \omega_1 &= \left(\delta_1^* - 1 + \frac{\Delta t}{k_1}\right) \delta_1^* \end{aligned} \quad (3.71)$$

A recarga da água subterrânea é propagada através de um armazenamento sub-superficial (sistema de resposta lenta), representado por uma equação não linear da seguinte forma:

$$q = k_g S_g^m, \quad k_g > 0, m > 0 \quad (3.72)$$

Onde  $S_g \equiv S_g(t)$  é o volume da água armazenado por unidade de área;  $k_g$  é a constante de tempo da recarga da água subterrânea e  $m$  é o expoente da função de recarga. Uma forma cúbica é geralmente utilizada para representar o armazenamento subterrâneo, assim a Equação 3.72 será igual a:

$$q = k_g S_g^3 \quad (3.73)$$

Uma solução aproximada é dada pela seguinte equação recursiva para o armazenamento saturado no intervalo  $(t, t + \Delta t)$ :

$$S_g(t + \Delta t) = S_g(t) - \left( \frac{d - k_g S_g^3(t)}{3k_g S_g^2(t)} \right) \{ \exp(-3k_g S_g^2(t)\Delta t) - 1 \} \quad (3.74)$$

E o escoamento base pode ser obtido usando a relação não linear

$$q_b(t + \Delta t) = k_g S_g^3(t + \Delta t) \quad (3.75)$$

O escoamento total da bacia será:

$$q(t) = q_s(t) + q_b(t) \quad (3.76)$$

### 3.7. Calibração dos modelos hidrológicos

Segundo Mendiondo et al., 2001, “a escala da modelagem é a escala de observação adotada para avaliar um dado processo, procurando compatibilizar o processo e a amostragem”. Assim, além das análises observacionais, foram necessárias algumas análises mais detalhadas para determinar as escalas temporal e espacial nas quais os modelos seriam implementados.

O hidrograma e o comportamento da bacia podem ser caracterizados para os seguintes parâmetros de tempo (Tucci, 2002):

- Tempo do pico:  
É definido como o intervalo de tempo entre o centro de massa da precipitação e o tempo de vazão máxima.
- Tempo de concentração:  
É o tempo necessário para a água que precipitou no ponto mais distante da bacia se deslocar até a seção de medição. Na prática ele é definido como o tempo entre o fim da precipitação e o ponto de inflexão do hidrograma, que consiste no fim do escoamento direto e início do escoamento base.
- Tempo de recessão:  
É o tempo necessário para a vazão baixar até o ponto em que ocorre o fim do escoamento superficial.
- Tempo de base:  
É o tempo entre o início da precipitação e aquele em que a precipitação ocorrida já escoou através da seção de medição, ou que o rio retorna às condições anteriores à precipitação.

Trancoso (2006) fez análises dos hidrogramas e do comportamento da menor das bacias do Igarapé Asu (área 0,95 km<sup>2</sup>), tendo escolhido 40 eventos isolados para caracterizá-los, obtendo os valores médios (Tabela 3.2). Observa-se que o menor tempo é o tempo do pico, com um valor mínimo igual a 3,01 horas. Assim, para ter uma boa resolução do hidrograma escolheu-se o intervalo de tempo para as rodadas de 1 hora, sendo este também o menor intervalo de tempo fixado no DHSVM.

Tabela 3.2 - Parâmetros de tempo médio para a bacia Asu1 (Trancoso, 2006).

<b>Parâmetros de tempo</b>	<b>(horas)</b>
Tempo do pico	3,24 ± 0,93
Tempo de concentração	19,43 ± 5,31
Tempo de recessão	18,60 ± 5,53
Tempo de base	21,36 ± 5,54

Segundo Dooge (1982, 1986) citado por Bloschl e Sivapalan (1995), as escalas espaciais típicas para modelagem hidrológica, são:

- Escala local: 1 m
- Escala de vertente: 100 m
- Escala de bacia: 10 km
- Escala regional: 1000 km

Deste modo, as bacias estudadas estão entre a escala de vertente (hillslope) e a escala de bacia. Mas dado que o modelo foi calibrado para representar o lençol freático, a umidade do solo e a vazão, para as duas primeiras componentes do ciclo hidrológico os pontos de medição estão na escala local, com distancias entre os mesmos variando de 5 a 300 m. Além disto, os dados do SRTM foram obtidos de medições na resolução de 30 m e depois agregados a 90 m (os dados de 30 m ainda não estão disponíveis para América do Sul). Portanto, para poder incluir o maior número possível de pontos de calibração e não incorrer em erros associados ao aumento de escala do MDT escolheu-se o tamanho da célula de grade igual a 30 m.

Para calibração do DHSVM contou-se com dados disponíveis da bacia em estudo para o período de jan/2002 a out/2006. Inicialmente realizou-se a análise observacional que permitiu determinar o ano hidrológico (início da estação chuvosa até o início da próxima estação chuvosa) e entender a resposta da micro-bacia. Com os resultados anteriores obtiveram-se os parâmetros iniciais do modelo. O modelo foi calibrado inicialmente para a bacia Asu2, por ter o período mais longo de dados, e realizou-se em três etapas: (i) análise de sensibilidade do modelo, (ii) ajuste preliminar da vazão e (iii) por último, ajuste da umidade do solo, lençol freático, evapotranspiração e novamente, a vazão. Para eliminar o efeito das condições iniciais na calibração, escolheu-se 10 meses (jan/2002 – out/2002) para este procedimento. Para a calibração foram usados dois anos (nov/2002 – out/2004) e para validação dois anos (nov/2004 – out/2006). Com os parâmetros ajustados para a bacia Asu2, rodou-se o modelo para as bacias Asu 1 e Asu3, no período de mai/2005 – fev/2006 e dez/2004 – fev/2006, respectivamente.

O PDM é um modelo distribuído de grandes bacias, mas devido ao tamanho das bacias deste estudo, foi implementado de modo concentrado, de tal modo

que a precipitação é o valor médio para a bacia, e os outros componentes (armazenamento de água no solo e evapotranspiração) são obtidos de modo agregado. O propósito deste exercício é testar a destreza de modelos de macro-escala hidrológica em simular processos em uma escala equivalente a um ponto de grade desses modelos.

Do mesmo modo que para o DHSVM, o PDM foi calibrado inicialmente para a bacia Asu2, usando o período de nov/2002 – out/2004 para calibração e nov/2004 – out/2006 para validação. Com os parâmetros ajustados para a bacia Asu2, rodou-se o modelo para as bacias Asu1 e Asu3, sendo que alguns destes parâmetros foram re-ajustados para as mesmas.

## **4. RESULTADOS E DISCUSSÕES**

Neste capítulo são apresentados inicialmente os resultados das análises observacionais dos componentes do ciclo hidrológico monitorados na micro-bacia Asu. A seguir apresentam-se a preparação dos dados de entrada para o modelo hidrológico distribuído, DHSVM, com a obtenção dos parâmetros, a calibração e a validação do mesmo. Finalmente, apresentam-se os resultados do modelo hidrológico probabilístico, PDM, para as sub-bacias aninhadas e a análise de escala.

### **4.1. Análise observacional**

Foram analisadas as séries temporais da precipitação, interceptação, evapotranspiração, umidade do solo, lençol freático e descarga, para o período de novembro de 2002 a outubro de 2004, compreendendo dois anos hidrológicos na região, e concentrados na micro-bacia Asu2 (Figura 3.2).

#### **4.1.1 Precipitação**

Os eventos de precipitação foram definidos por períodos de no mínimo 3 h sem chuva, com um total de 247 e 270 eventos para o primeiro e o segundo ano, respectivamente. A precipitação apresentou grande variabilidade espacial, principalmente nos períodos secos. A precipitação mensal mostra um ciclo unimodal, com meses chuvosos de novembro até maio (Fig. 4.1), correspondente com a climatologia da Amazônia Central, sendo o mês de abril o mais chuvoso. Durante a primeira estação úmida (2002 – 2003) a precipitação apresentou-se fortemente diminuída devido a um ano de El Niño fraco (Climanálise, 2003). A precipitação anual foi de 2025,2 mm no primeiro período (nov/2002 – out/2003) e 2804,0 mm no segundo (nov/2003 – out/2004), e os eventos de chuva tiveram intensidades médias de 5,4 mm h<sup>-1</sup> e

8,8 mm h<sup>-1</sup>, respectivamente, e uma intensidade média para todo o período de estudo de 7,13 mm h<sup>-1</sup>. A maior diferença na precipitação se apresentou entre as estações úmidas (614,5 mm) como mostrado na Tabela 4.1.

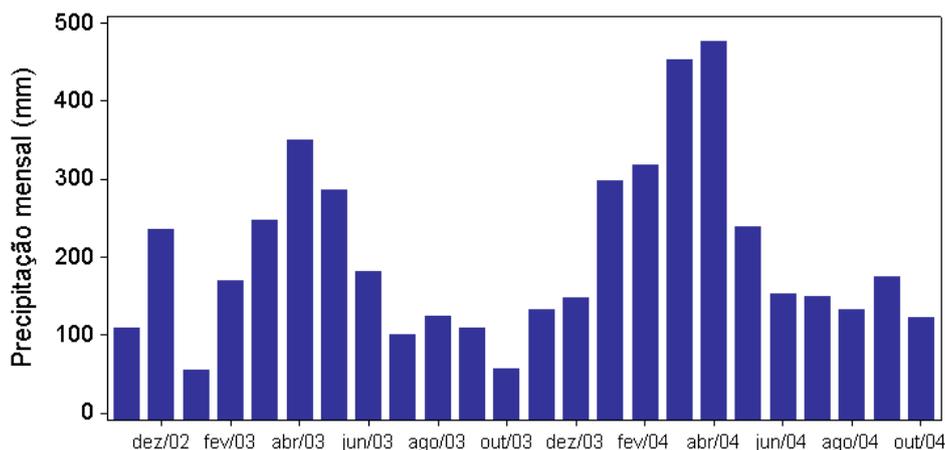


Figura 4.1 - Precipitação total mensal para o período nov. / 2002 – out. / 2004.

Tabela 4.1 - Precipitação anual e total para as estações úmidas e secas, intensidade e duração no período de estudo.

Período	Precipitação (mm)	Intensidade (mm h <sup>-1</sup> )	Duração (h)
Nov / 2002 – out / 2003	2025,2	5,4	2,3
Nov / 2003 – out / 2004	2804,0	8,8	1,9
Nov / 2002 – mai / 2003	1453,4	5,6	2,4
Nov / 2003 – mai / 2004	2067,9	7,1	2,3
Jun / 2003 – out / 2003	571,8	5,0	2,2
Jun / 2004 – out / 2004	736,1	11,8	1,1

No período de estudo, eventos com chuva < 5 mm foram aproximadamente 53%, e 18% estiveram no intervalo de 5 – 10 mm (Figura 4.2a). O ciclo diurno da precipitação mostrou o valor máximo das 14 às 16 horas, sendo que do total da chuva, aproximadamente 32% caiu das 12 às 16 horas (Figura 4.2b), coincidindo com os resultados de alguns estudos, os quais concluíram que na Amazônia central o máximo acontece aproximadamente às 16 horas local (Lin et al., 2002). Lloyd (1990) e Lin et al. (2002) mostraram que o ciclo diurno da chuva convectiva na Amazônia tem seu máximo entre as 13 e 16 horas local. Segundo Marengo et al. (2004), a chuva estratiforme sobre a Amazônia mostra

um máximo entre as 12 e 16 horas local, sugerindo uma coexistência entre nuvens estratiformes e cumulus profundos no período da tarde.

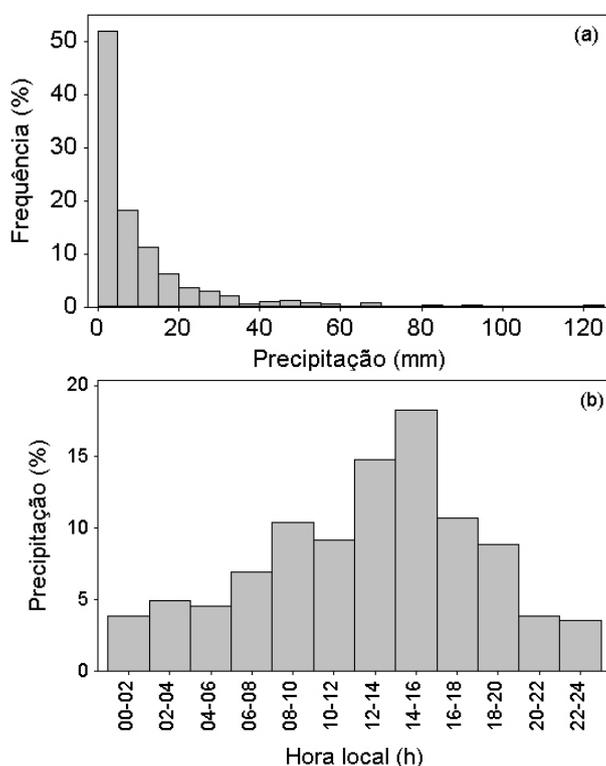


Figura 4.2 - Características da precipitação na bacia Asu (nov/2002 – out/2004).

Na Figura 4.3 se observa como a duração e a intensidade dos eventos variou consideravelmente de um ano para outro, mostrando que no ano mais seco, 34% dos eventos tiveram uma duração  $\leq 1$  h, em contraste com 46% dos eventos ocorridos no ano seguinte. A intensidade média para o ano nov/2002-out/2003 na maioria dos eventos foi menor ou igual a  $2,5 \text{ mm h}^{-1}$  (53% dos eventos), enquanto que no ano nov/2003-out/2004 aproximadamente 30% dos eventos tiveram uma intensidade média entre  $5,0$  e  $7,5 \text{ mm h}^{-1}$ , seguido por 28% dos casos com intensidade  $\leq 2,5 \text{ mm h}^{-1}$ . Além disso, neste último ano ocorreram mais eventos com intensidades  $> 50 \text{ mm h}^{-1}$ . Apesar de que as horas sem chuva (storm break time) parecem ter uma distribuição de frequência diferente entre os dois anos, essas distribuições não são diferentes

segundo o teste unilateral Kolmogorov-Smirnov, com  $\chi^2 = 0,34$  e valor  $-P = 0,85$ . Além disto, a média das horas sem chuva variou pouco, de 31.6 h no ano seco, e 30.6 h no ano úmido.

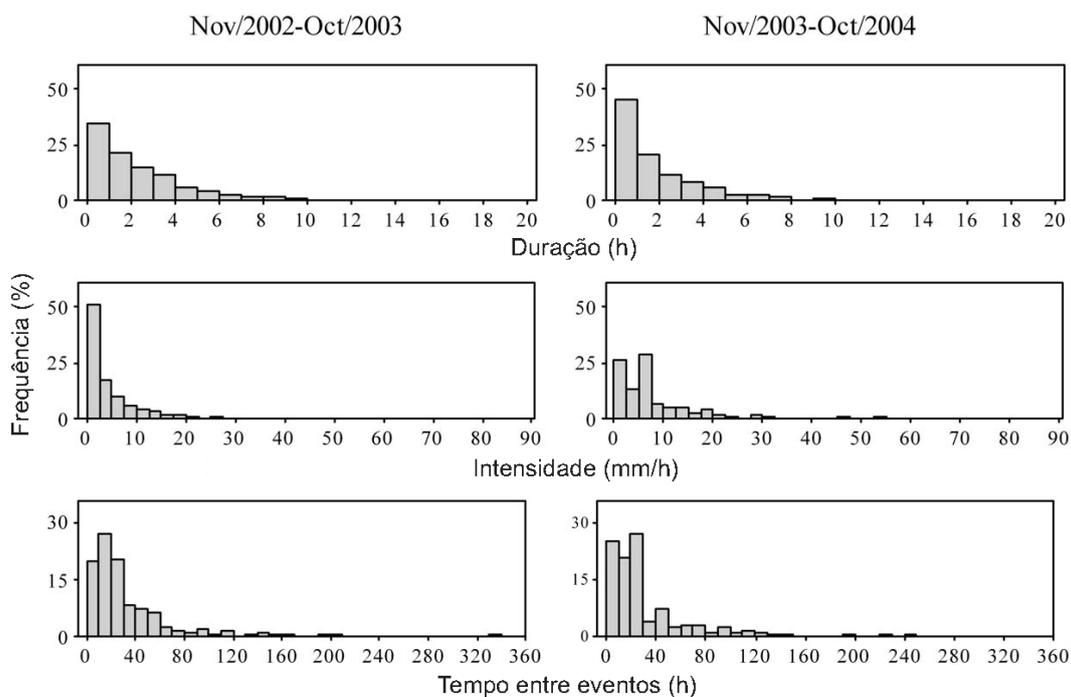


Figura 4.3 - Características intra-anuais da precipitação na bacia Asu.

Analisando a precipitação sazonalmente, observou-se que eventos com precipitação  $< 5$  mm foram mais freqüentes na estação seca, 56%, contra 51% na estação úmida, e eventos com chuvas acima de 40 mm foram mais freqüentes nesta última (Figura 4.4). A distribuição de freqüência das intensidades dos eventos em ambas as estações é similar (Figura 4.4), segundo o teste unilateral Kolmogorov-Smirnov, com  $\chi^2 = 0,99$  e valor  $-P = 0,61$ , apesar de que os eventos com intensidades maiores que 30  $\text{mm h}^{-1}$  tenham sido mais freqüentes na estação seca. Este fato deve-se à duração dos eventos, já que eventos com durações menores ocorreram na estação seca (68% dos eventos com duração  $\leq 2$  h).

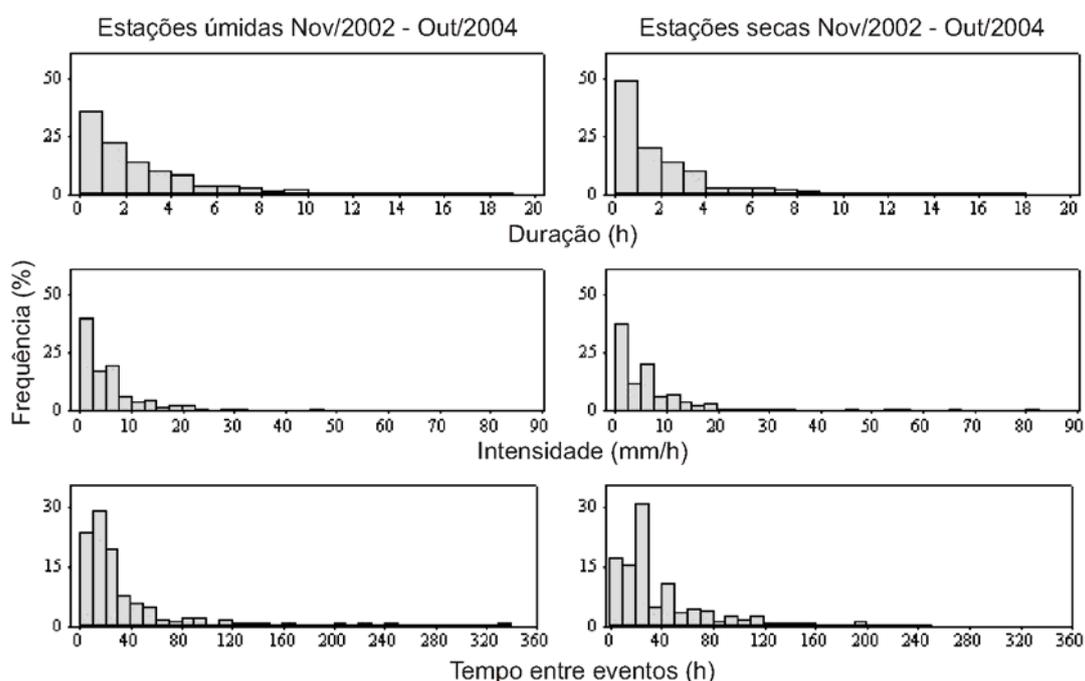


Figura 4.4 - Características sazonais da precipitação na bacia Asu.

#### 4.1.2 Interceptação

##### 4.1.2.1 Comparação das metodologias de amostragem

Para validar a metodologia das canaletas-drenadas usadas neste trabalho, realizou-se um experimento de comparação com a metodologia clássica de coletores individuais usada em estudos anteriores (Gash et al., 1978; Lloyd et al., 1988; Lloyd e de O. Marques, 1988; Gash et al., 1995; Ubarana, 1996; Valente et al., 1997; Tobón et al., 2000; Ferreira et al., 2005 e outros). Quarenta e nove coletores avulsos foram posicionados sob o dossel na área do experimento principal de interceptação, numa parcela retangular de 10 x 100 m<sup>2</sup>. Foram realizados dois tipos de experimentos; o primeiro, de varredura lateral fixa, consistiu em distribuir os 49 coletores com distancias fixas de 2 metros entre eles, alinhados ao longo do comprimento do retângulo; após cada evento ou cada semana, toda a linha de pluviômetros era deslocada 1 metro lateralmente, na largura do retângulo, até cobrir a parcela. O segundo experimento consistiu em posicionar os 49 pluviômetros aleatoriamente na parcela, realocando-os, também aleatoriamente, após cada evento. Os

experimentos compreenderam vários períodos, entre abril de 2003 e março de 2004. Foram realizados 29 experimentos com o método clássico. Oito destes foram eventos muito intensos, que resultaram no transbordamento dos coletores, pelo qual não foram considerados nas análises. Os valores de precipitação interna (Tf), medidos pelos coletores foram bastante similares aos medidos nas canaletas-drenadas (Figura 4.5), não havendo uma diferença estatística entre eles: o teste da hipótese de declividade unitária e ordenada com origem zero mostrou que a linha de regressão com declividade de 1,07 não é significativamente diferente da linha 1:1 (valor -P = 0,20 e 0,81 para a declividade e a ordenada na origem, respectivamente). Para os coletores, o intervalo do desvio padrão foi 0,44 a 18,88 mm, e os coeficientes de variação entre 0,17 e 0,34, que correspondem aos valores maiores e menores de precipitação interna, respectivamente. Na Tabela 4.2 se apresentam os resultados obtidos nos experimentos, mostrando que as perdas por interceptação (I) foram de 17,9% e 13,5% para os coletores e as canaletas-drenadas, respectivamente.

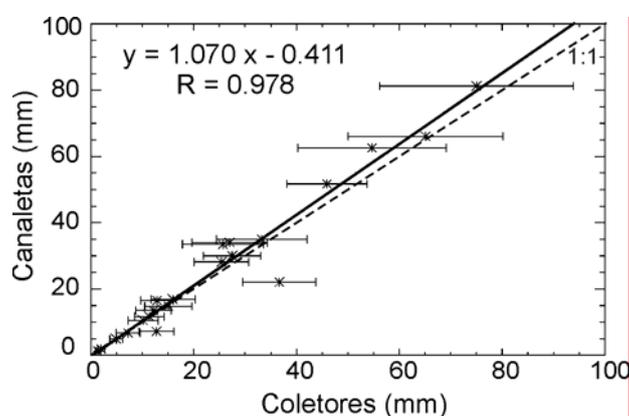


Figura 4.5 - Relação entre a precipitação interna medida pelos coletores e canaletas.

Tabela 4.2 - Resumo dos experimentos comparativos de precipitação interna.

	(mm)	Tf (%)	I (%)
Precipitação	635,8		
Tf coletores	522,1	82,11	17,9
Tf canaletas	549,9	86,49	13,5

#### 4.1.2.2 Precipitação interna e escoamento de troncos

Devido às dificuldades inerentes de amostragem em floresta tropical úmida, apresentaram-se alguns períodos com problemas associados a falhas técnicas no experimento de interceptação, que motivaram a exclusão de dados da análise (aproximadamente 26% dos eventos registrados). Para os períodos restantes, com 379 eventos, a precipitação total foi igual a 3064,2 mm, a precipitação interna ( $T_f$ ) total igual a 2539,3 mm e o escoamento dos troncos ( $S_f$ ) igual a 18,6 mm, o que corresponde respectivamente a 82,9% e 0,61% da precipitação total, com perdas por interceptação de 16,5% (Figura 4.6). Houve grande diferença na interceptação entre os dois anos analisados, sendo que no primeiro ano as perdas por interceptação foram 22,6% em contraste com 13,3% no segundo ano (Tabela 4.3). Sazonalmente as diferenças também são significativas, com perdas por interceptação de 21,4% e 13,9% nas estações úmidas de 2002-2003 e 2003-2004, respectivamente, e de 25,0% e 12,0% nas estações secas (Tabela 4.3). Estas diferenças significativas podem ser atribuídas às diferenças nas características da precipitação (Tabela 4.1).

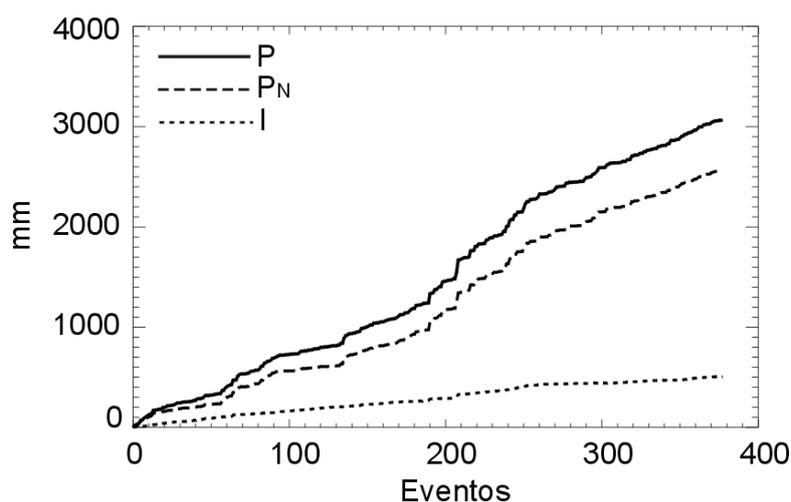


Figura 4.6 - Precipitação ( $P$ ), precipitação efetiva ( $P_N = T_f + S_f$ ) e interceptação ( $I$ ) acumuladas no período de novembro de 2002 a outubro de 2004.

Tabela 4.3 - Precipitação (P), precipitação interna (Tf), escoamento de troncos (Sf) e perdas por interceptação (I), para o período de estudo.

Período	P	Tf	Sf	Tf	Sf	I
	(mm)			(%)		
Nov / 2002 – out / 2003	1053,2	808,9	5,9	76,8	0,56	22,6
Nov / 2003 – out / 2004	2011,1	1730,3	12,7	86,0	0,63	13,3
Estação úmida 2002 – 2003	689,6	537,2	5,0	77,9	0,72	21,4
Estação seca 2002 – 2003	363,6	271,8	0,9	74,8	0,25	25,0
Estação úmida 2003 – 2004	1445,1	1234,8	10,2	85,4	0,71	13,9
Estação seca 2003 – 2004	566,0	495,6	2,5	87,6	0,44	12,0

Comparando os dados do experimento principal com o secundário (usado para a validação inicial), de 167 eventos coincidentes (ambos sistemas funcionando), as perdas por interceptação foram iguais a 24,54% e 29,52%, respectivamente. A precipitação interna foi igual a 76,41% e 71,01%, e o escoamento de troncos igual a 0,95% e 0,53%, para o experimento principal e o secundário, respectivamente. Contudo, alguns eventos apresentaram grandes diferenças: 30 eventos tiveram diferenças acima de 2 mm, 16 eventos com diferenças maiores a 3 mm, e 12 eventos com diferenças acima dos 4 mm. Ainda que os sistemas estivessem a uma distância de 300 m um do outro, estas diferenças podem ser atribuídas à alta variabilidade espacial da precipitação, principalmente na estação seca. Além disto, as características arquiteturais do dossel ou a densidade e composição da vegetação representativa em cada área, pode ter contribuído para este resultado.

#### 4.1.3 Evapotranspiração

A Figura 4.7 mostra a comparação da evapotranspiração derivada do balanço de energia,  $E_{BE}$  (Equação 3.10), e dos dados de fluxo da torre K34,  $E_{eddy}$ , para os períodos com dados em comum (houve períodos com dados faltantes devido a falhas de alguns equipamentos da estação automática ou do sistema de medição de fluxos). Observou-se que os valores de  $E_{BE}$  são maiores que os valores de  $E_{eddy}$ . A evapotranspiração total foi 1159,4 pelo balanço de energia e 859,1 mm pelos dados de fluxo, diferença de 29,4%. Esta discrepância está

dentro do intervalo reportado para o não-fechamento do balanço de energia (10 – 30%) para a maior parte dos sítios do Fluxnet (rede internacional de torres de fluxo, Wilson et al, 2002).

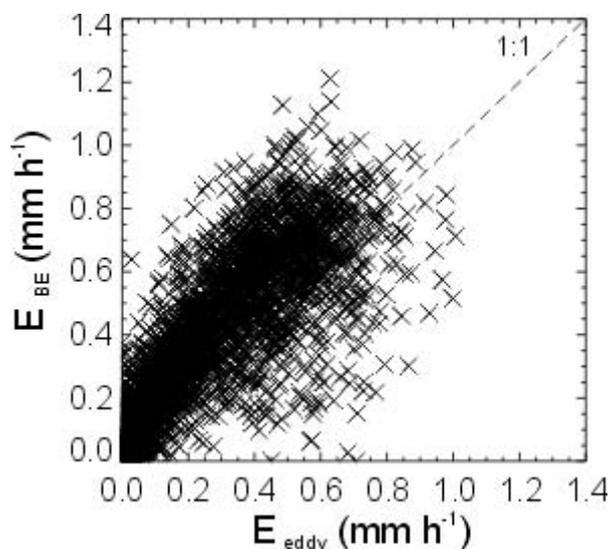


Figura 4.7 - Comparação da evapotranspiração obtida através do balanço de energia e medida por covariância de vórtices turbulentos.

A evapotranspiração também foi estimada, usando a equação de Penman-Monteith,  $E_{P-M}$  (Equação 3.1), e foi comparada com  $E_{BE}$  e  $E_{eddy}$  (Figura 4.8). Observou-se que os valores mínimos de  $E_{P-M}$  são maiores que os valores mínimos de  $E_{eddy}$ , o oposto acontecendo quando comparados com  $E_{BE}$ . Já os valores máximos tendem a serem subestimados pela equação de Penman-Monteith.

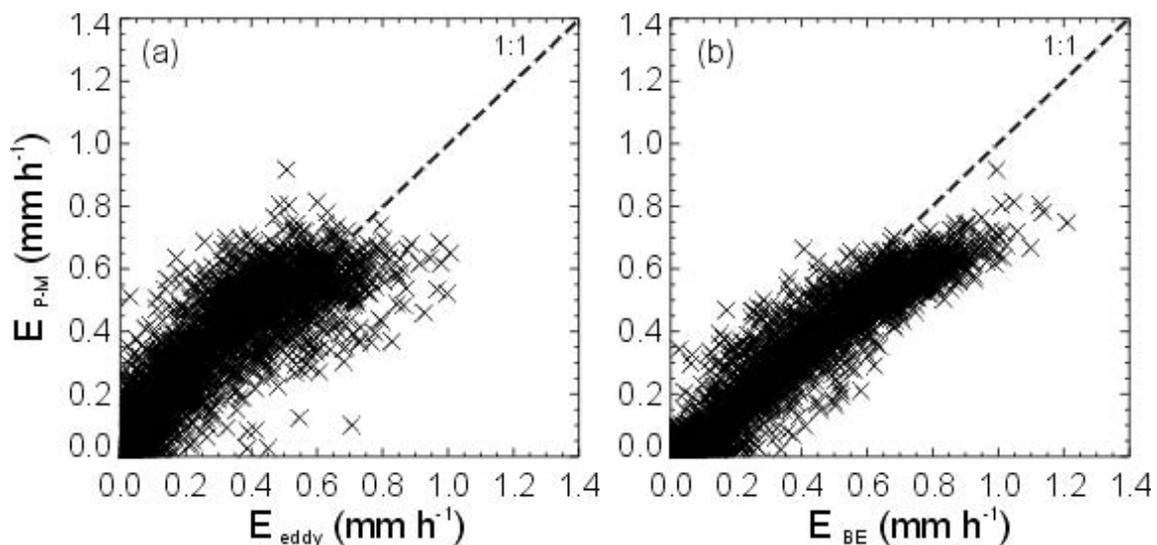


Figura 4.8 - Comparação da evapotranspiração estimada pela equação de Penman-Monteith e: (a) medida por covariância de vórtices turbulentos, (b) obtida através do balanço de energia.

Finalmente, para fins de comparação com a evapotranspiração simulada na modelagem hidrológica mais adiante, foi gerada uma série única de evapotranspiração, chamada evapotranspiração de referência,  $E_{ref}$ . Para sua construção foram utilizados principalmente dados de  $E_{eddy}$  (52% do período), com dados de  $E_{BE}$  (24% do período) e dados de  $E_{P-M}$  (11% do período) preenchendo os períodos com dados de  $E_{eddy}$  faltantes (Figura 4.9). Apesar deste preenchimento, sobraram poucos períodos com dados faltantes (13% do período) onde coincidiu pane do sistema de fluxo com pane dos equipamentos da estação automática. Surpreendente para este período de referência, observou-se que embora a interceptação tenha apresentado uma alta variabilidade interanual e intra-sazonal, variações na evapotranspiração total não foram detectadas pelas medidas/estimativas.

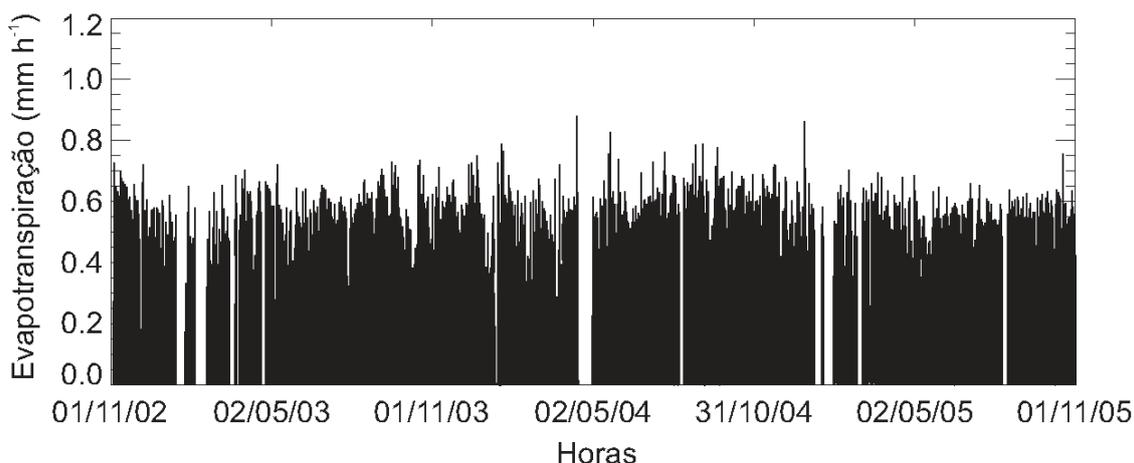


Figura 4.9 - Evapotranspiração de referência ( $E_{ref}$ ) para a bacia Asu (nov/2002 – out/2005).

#### 4.1.4 Umidade do solo

Na Figura 4.10 apresentam-se os perfis verticais do teor de umidade média volumétrica do solo, obtidas por sondas de nêutrons, nas profundidades de 10 a 140 cm para a área de ecótono, e de 10 a 480 cm nas áreas de vertente e platô. As curvas representam os ambientes ecótono (NP 12 e 13), vertente (NP 4, 5, 6 e 7) e platô (NP 1, 2 e 3) (Figura 3.4) para algumas datas dentro do período de estudo, incluído as de mínimo e máximo teor de umidade. Na área de ecótono o teor de umidade nos perfis mais secos permanece quase constante até aproximadamente 60 cm, a partir deste aumenta consideravelmente até a máxima profundidade de medição (140 cm). Nos perfis intermediários começa a aumentar a partir dos 40 cm de profundidade e, nos perfis mais úmidos, a umidade aumenta uniformemente desde a camada superficial. O teor de umidade na camada superficial varia de 0,025 (mínimo) a 0,148  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ , e na camada mais profunda de 0,36 a 0,432  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$  (máximo). Na vertente o teor de umidade aumenta a valores máximos até a profundidade de 120 cm, diminuindo a seguir com a profundidade, apresentando dois pontos de valores mínimos nas profundidades de 260 e 460 cm. A umidade na camada de 10 a 60 cm é bastante variável. No platô a

umidade aumenta até aproximadamente 200 cm de profundidade, permanecendo quase constante no restante do perfil, com variação entre 0,52 e 0,58  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ , sendo muito variável na camada 10 – 40 cm em decorrência de efeitos da macroporosidade (Tomasella e Hodnett, 1996). Na Figura 4.11 observa-se a variação sazonal do percentual de saturação do solo (relação entre a umidade do solo e a porosidade). No ecótono a variabilidade é maior que nos outros ambientes, e é influenciada diretamente pela chuva e o lençol freático. Além disto, como mostrado no item 4.1.1, a precipitação variou consideravelmente de um ano para outro, e esta variabilidade interanual também foi observada na umidade do solo, principalmente na área de ecótono onde foi mais acentuada. Na área de vertente observou-se também diferença entre os dois anos, contudo é mais marcante a variabilidade sazonal, onde se observa drenagem continua até atingir valores de até 50% de saturação nos períodos secos, com um rápido molhamento no início dos períodos úmidos. Isto resulta da textura mais arenosa nas encostas (Tomasella et al., 2007), principalmente nas camadas 10 – 80 cm, 160 – 360 cm, e 420 – 480 cm. Com uma resposta similar à primeira camada da vertente, o platô na camada 10 – 90 cm apresentou saturação entre 40% e 80%. Já na camada 90 – 130 cm a saturação permaneceu quase constante e aproximadamente igual a 80%. Na camada de 130 – 480 cm, permaneceu mais próxima à saturação (> 90%), indicando que não há extração significativa de água pelas raízes, provavelmente porque há suficiente água nas camadas mais profundas (Tomasella et al., 2007).

Deve-se salientar que estas conclusões resultam de medições de umidade do solo semanais. Como estes solos apresentam alta permeabilidade, a variação de umidade durante chuvas abundantes é muito rápida, portanto, dificilmente capturada pelas medições semanais. Sendo assim, os valores máximos devem ser analisados com um certo cuidado, principalmente aqueles próximos à superfície do solo que apresentam variações mais rápidas.

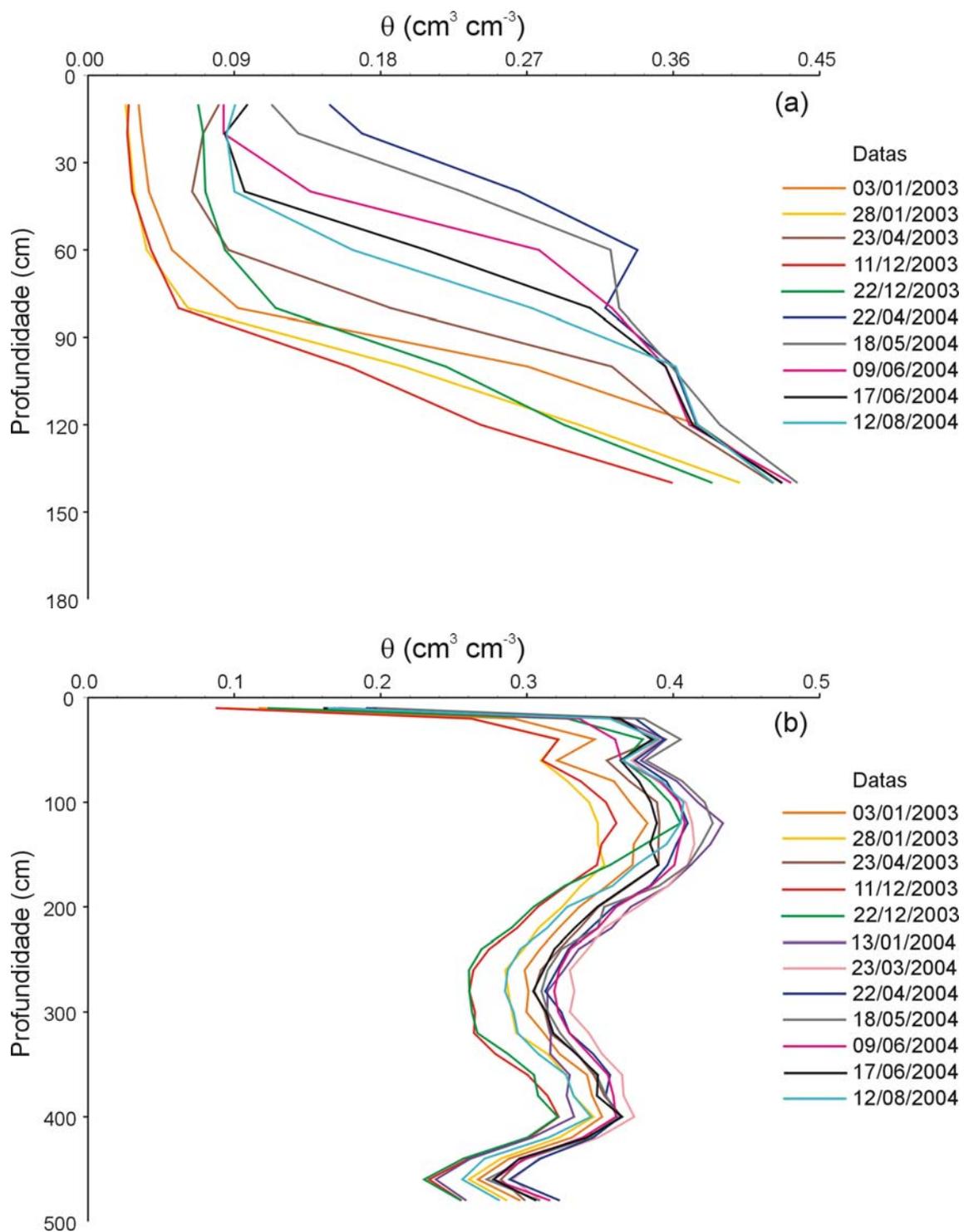


Figura 4.10 - Perfil vertical do teor de umidade volumétrico ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) para cada tipo de ambiente: (a) ecótono, (b) vertente e (c) platô, em diversas datas (incluídas as de mínimo e máximo teor de umidade) no período de nov/2002 – out/2004. (Continua)

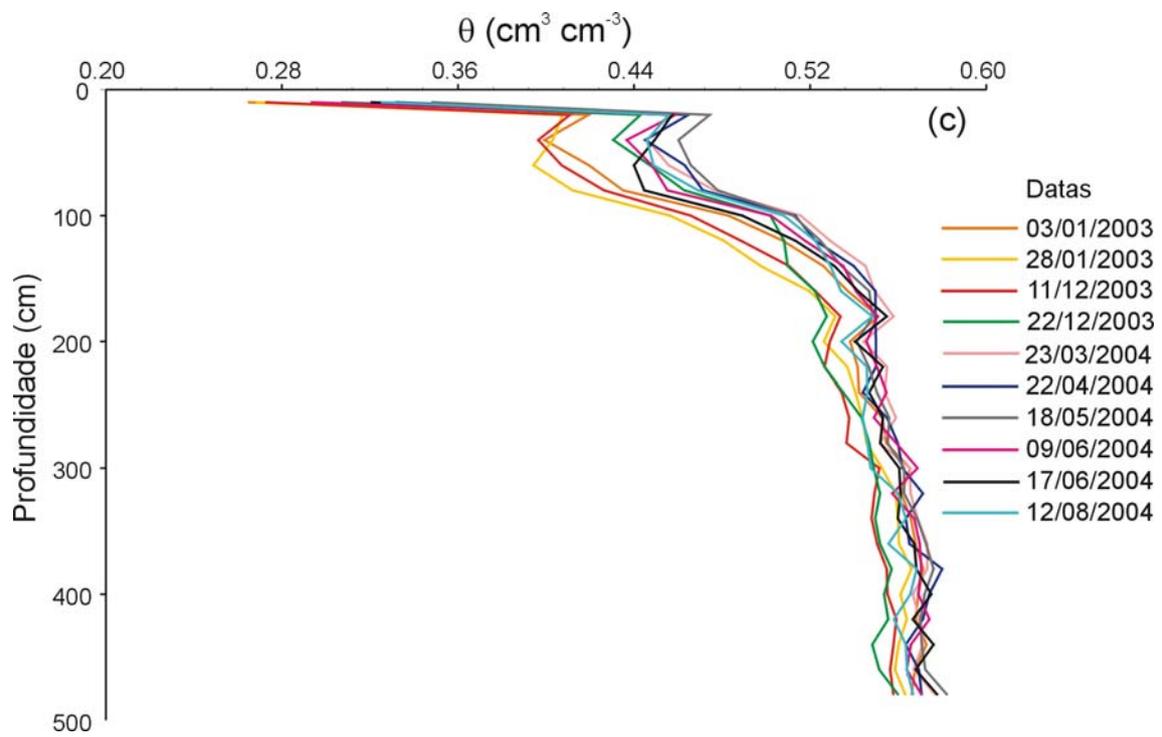


Figura 4.10. Conclusão.

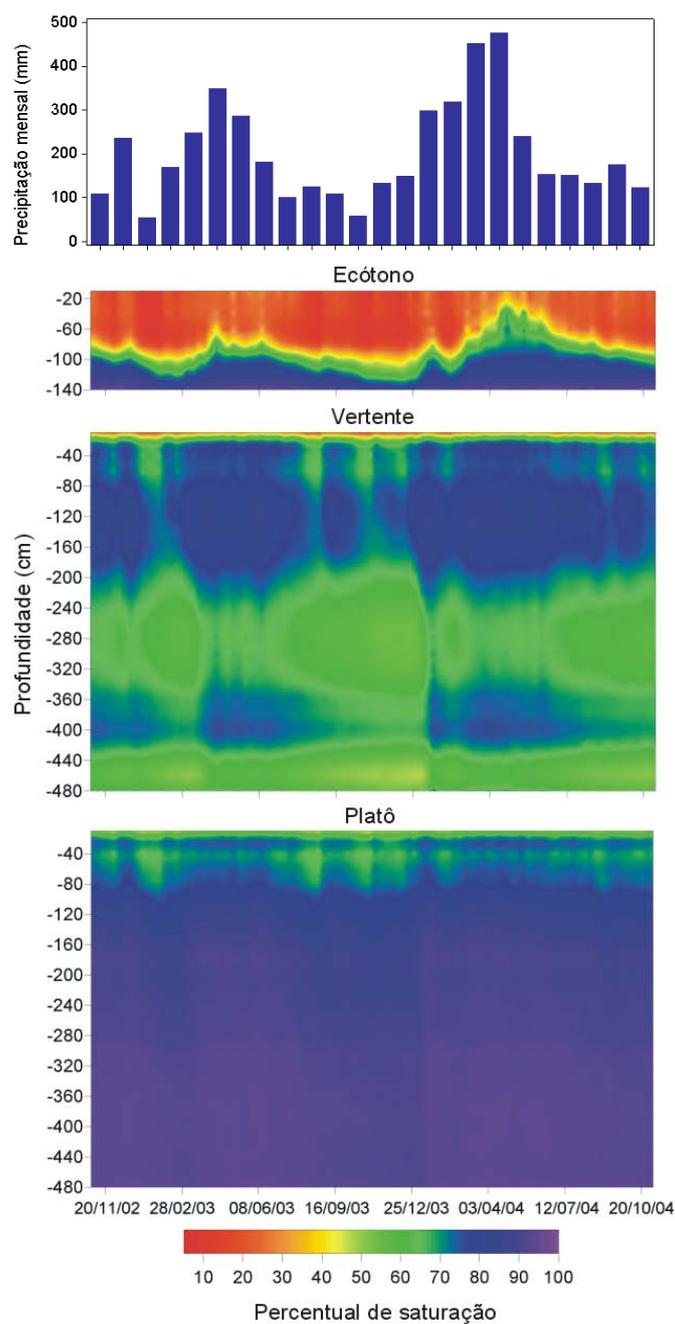


Figura 4.11 - Precipitação e perfil do percentual de saturação do solo nas profundidades 10 a 140 cm na área de ecótono e 10 a 480 cm nas áreas de vertente e platô, no período de nov/2002 a out/2004.

#### 4.1.5 Lençol freático

O lençol freático foi monitorado em diversos pontos e nos variados ambientes topográficos da bacia Asu (Figuras 3.2c e 3.4). Analisaram-se somente as

medições feitas manualmente, uma vez por semana. A Figura 4.12 apresenta as variações do lençol freático para o período de maio de 2002 (fim da instalação dos piezômetros) a novembro de 2005. Na Figura 4.9a observa-se como o lençol freático na área de baixio, por estar próximo da superfície, acompanha a chuva. Os valores acima de zero (0) são os eventos em que houve enchente (igarapé transbordou para além do seu canal). Os valores mínimos correspondem ao início da estação chuvosa, exceto para o primeiro ano de análise, correspondente ao ano com déficit de chuva, no qual o mínimo registrou-se no mês de fevereiro. Já os valores máximos, com lençol mais próximo da superfície, deram-se no final da estação chuvosa. Nas áreas de ecótono e vertente os valores mínimos foram observados um mês após o início da estação chuvosa, exceto para o primeiro ano no qual, como no baixio, o mínimo apresentou-se em fevereiro (Figura 4.12b e 4.12c). No entanto, os máximos valores foram observados também no fim da estação chuvosa. Na parte superior da encosta (T22) e no início do platô (T21) os valores mínimos apresentaram-se entre dezembro e janeiro, e no platô registraram-se entre janeiro e fevereiro (Figura 4.12d). Estas áreas, com lençol freático mais profundo, foram fortemente influenciadas pelo ano de El Niño. Na parte superior da encosta e início do platô, o lençol freático atingiu o mínimo valor em fevereiro de 2003, um mês após o registrado nos outros anos, e no platô o mínimo foi registrado em abril de 2003, dois meses após o observado nos outros anos. Além disto, a profundidade do lençol se manteve baixa até o período seguinte de valores mínimos (janeiro – fevereiro de 2004), saindo do padrão observado nos outros anos onde os valores máximos foram registrados no início da estação seca, em junho para os piezômetros T21 e T22 e em julho para o piezômetro T20. Isto se relaciona com o tempo que leva para a água percolada alcançar os níveis do aquífero na área de platô. Deve-se destacar o fato que o pico máximo de recarga no platô ocorre em torno de fins do mês de julho, que coincide com o meio da estação seca. Isto contribui decisivamente para a capacidade de regularização (manutenção de vazões mínimas) durante a estação seca. Por outro lado, o deslocamento do sinal do déficit de chuva no

sistema subterrâneo de um ano hidrológico para o seguinte dilui o impacto do déficit de precipitação ao longo do tempo (Tomasella et al. 2007).

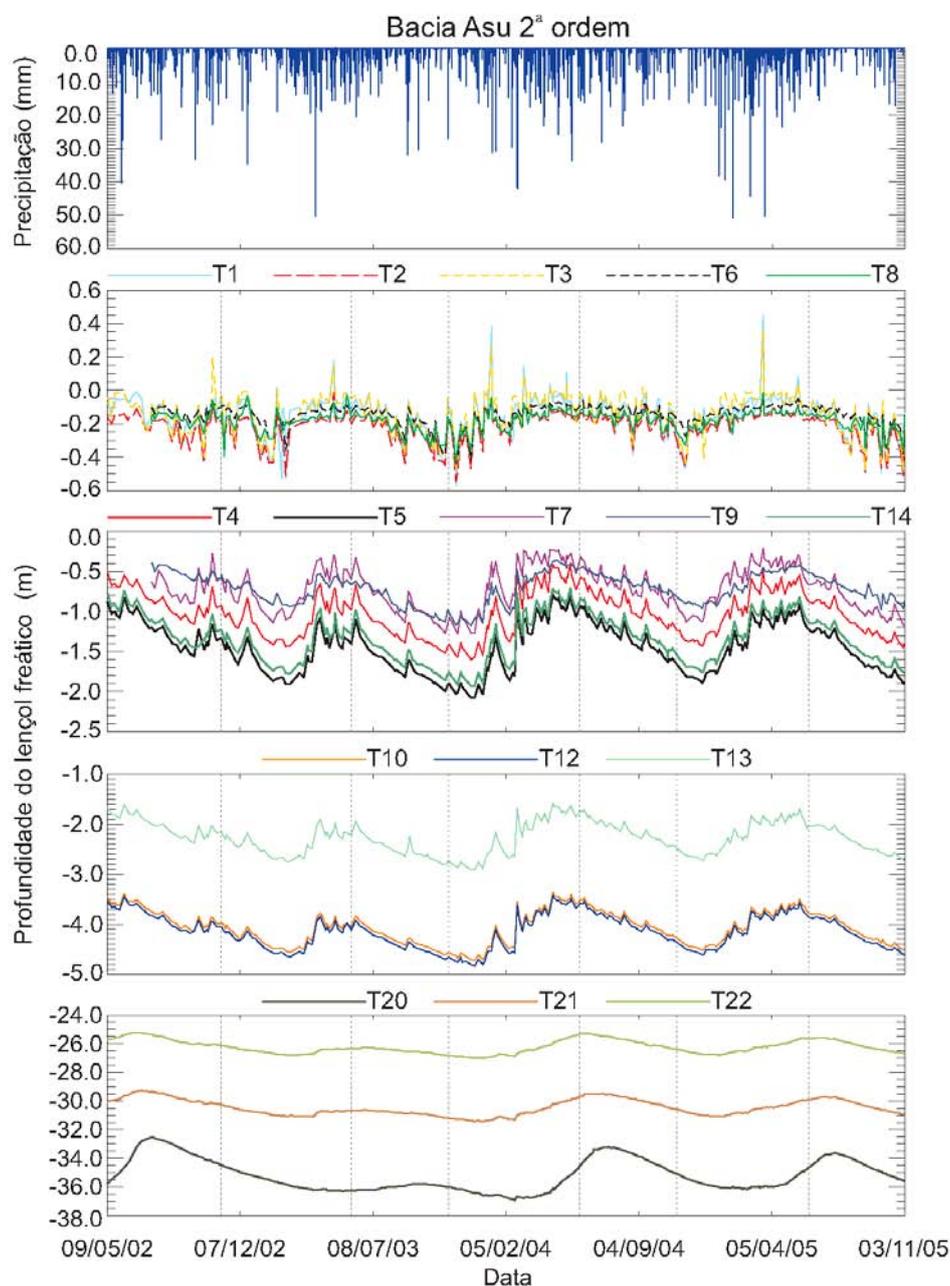


Figura 4.12 - Variação do lençol freático observado nos piezômetros: (a) T1, T2, T3, T6 e T8, no baixo; (b) T4, T5, T7, T9 e T14, no ecótono e no sopé de encosta; (c) T10, T12 e T13, na encosta; (d) T22, na transição encosta-platô e T20 e T21, no platô.

#### 4.1.6 Vazão

A seção de medição de descarga da micro-bacia Asu2 foi instalada em dezembro de 2001. Para as análises escolheu-se o período de 2002 – 2006, por duas razões: (i) para incluir o período onde se contava com dados para as bacias Asu1 (mai/2005 – out/2006) e Asu3 (dez/2004 – out/2006), e (ii) devido a falhas no equipamento de medição “starflow” não se obtiveram dados de descarga para Asu2 em 2005. Para fins de modelagem é necessário um período ininterrupto de validação, o qual ficou reduzido devido aos dados faltantes. As Figuras 4.13 a 4.15 apresentam as séries temporais da precipitação média ( $\text{mmh}^{-1}$ ) para as bacias e vazões observadas em escala logarítmica (Figura 4.13b, 4.14b e 4.15b) para destacar as descargas mínimas; e escala normal (Figura 4.13c, 4.14c e 4.15c) para as descargas máximas. Os valores de descarga máximos (picos) observados nas três bacias têm um alto grau de incerteza devido a estes eventos terem provocado o transbordamento do canal, resultando em um tipo de vazão difícil de medir (Múnera, 2004). Portanto, os valores máximos foram obtidos da extrapolação da curva chave (H vs Q), construída para descargas menores, principalmente para as bacias Asu1 e Asu3 (Anexo A). A maioria destes eventos extremos aconteceu na época úmida, no entanto eventos isolados apresentaram-se na estação seca. As duas estações diferenciam-se claramente nas séries.

Comparando as curvas de permanência (Figura 4.16a e 4.16b), para o período com dados em comum (jan/2006 – out/2006), entre 20% e 80% do tempo as curvas são quase horizontais, o que significa que as vazões são regularizadas, com as vazões específicas médias em concordância com o tamanho das bacias (Figura 4.16b). As vazões mínimas, que são excedidas por 80% do tempo, permaneceram quase constantes (Figura 4.16a), mostrando que as vazões de estiagem também são regularizadas, contudo observa-se que as curvas se cruzam (Figura 4.16b) em aproximadamente 75%, com vazões específicas mínimas menores para a bacia Asu1. As vazões máximas acontecem por aproximadamente 3% do tempo para as três micro-bacias, com

valores extremos em menos de 1% do tempo, os quais apresentam grandes incertezas por serem estimadas da extrapolação da curva chave, com tudo o comportamento é coerente (vazões máximas de Asu 1 > vazões máximas de Asu3), porque na medida que aumenta a área da bacia as vazões são regularizadas, e as vazões específicas máximas e mínimas são atenuadas.

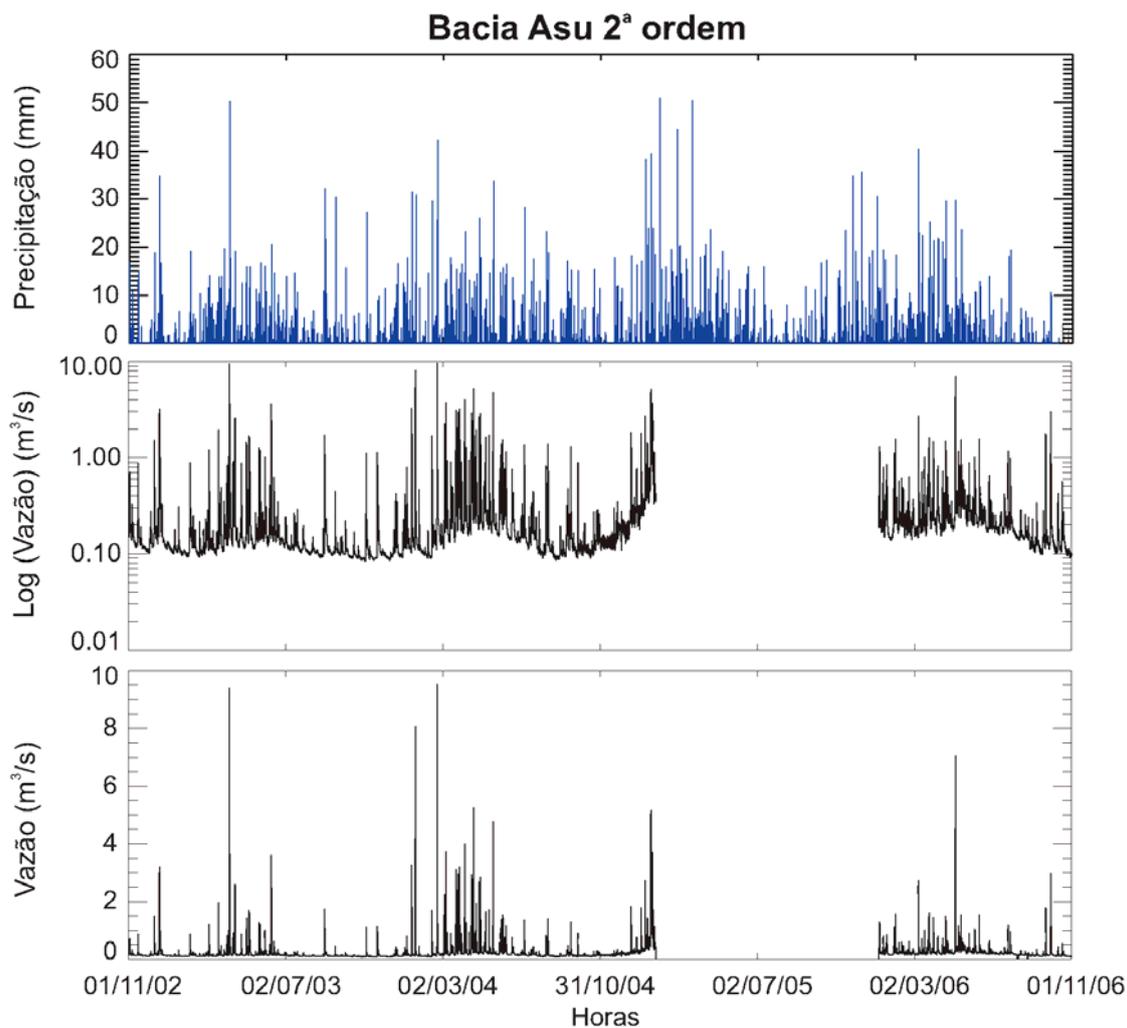


Figura 4.13 - Séries de precipitação e vazão observada para a bacia Asu2 (nov/2002 – out/2006).

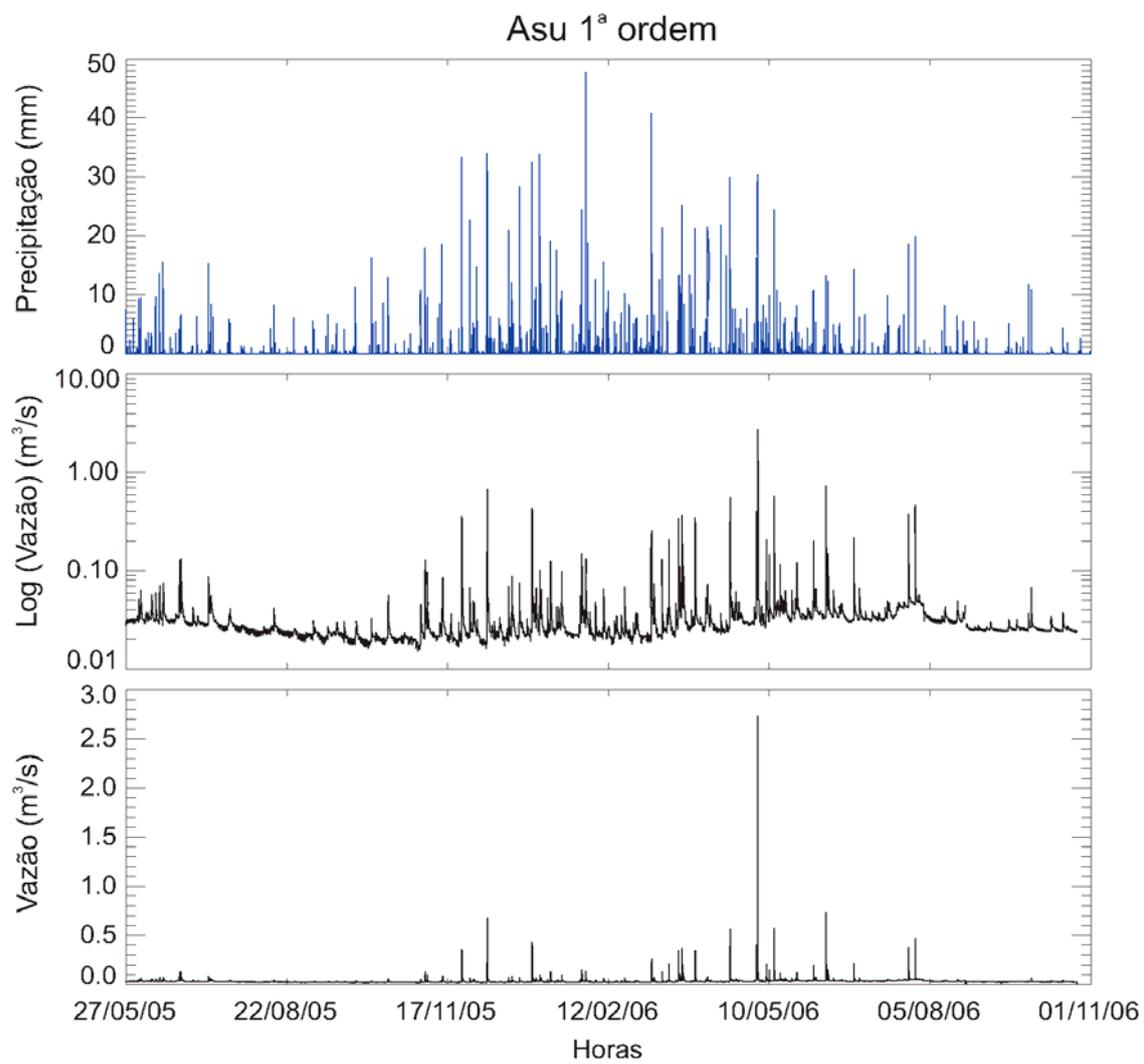


Figura 4.14 - Séries de precipitação e vazão observada para a bacia Asu1 (mai/2005 – out/2006).

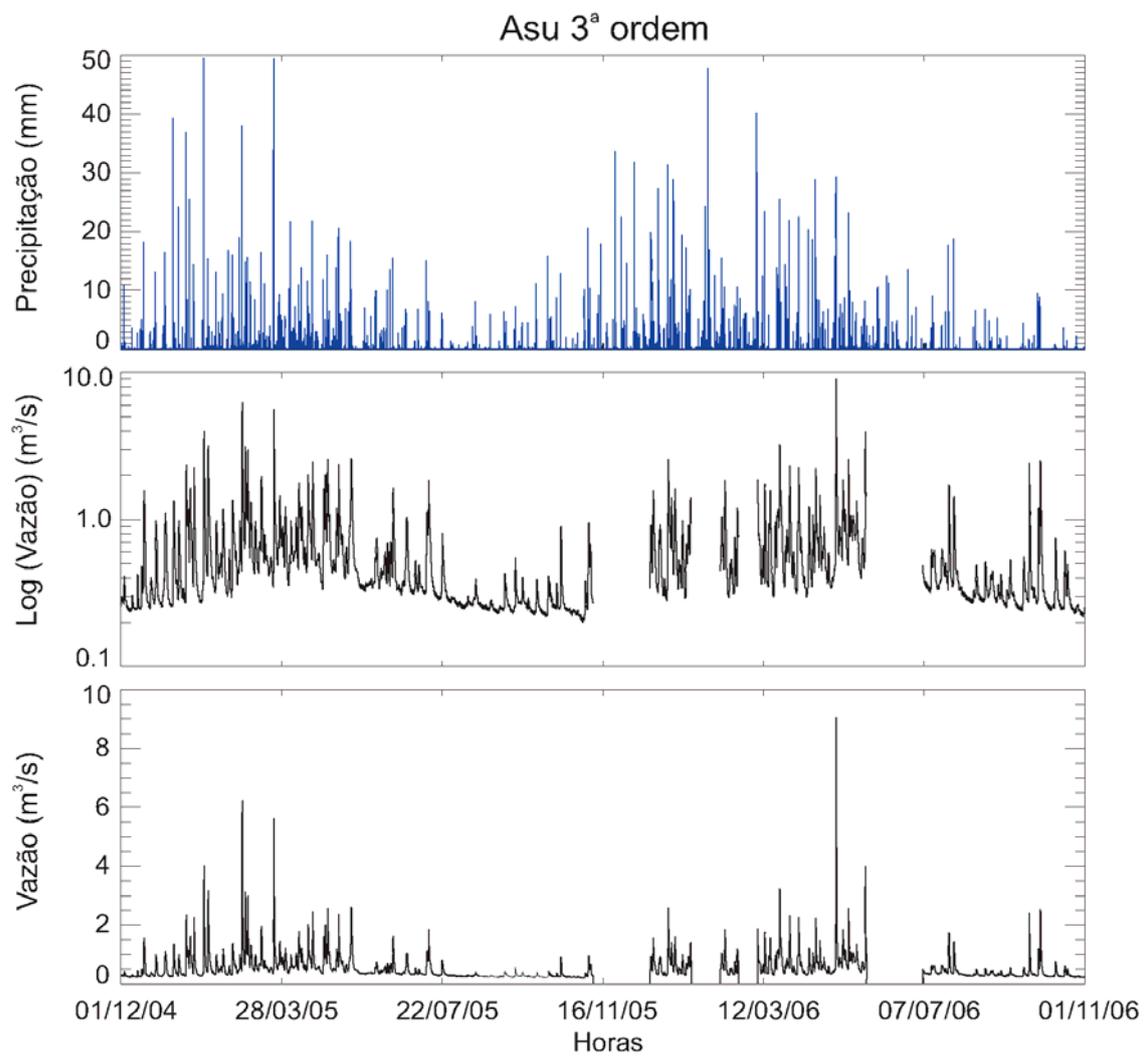


Figura 4.15 - Séries de precipitação e vazão observada para a bacia Asu3 (dez/2004 – out/2006).

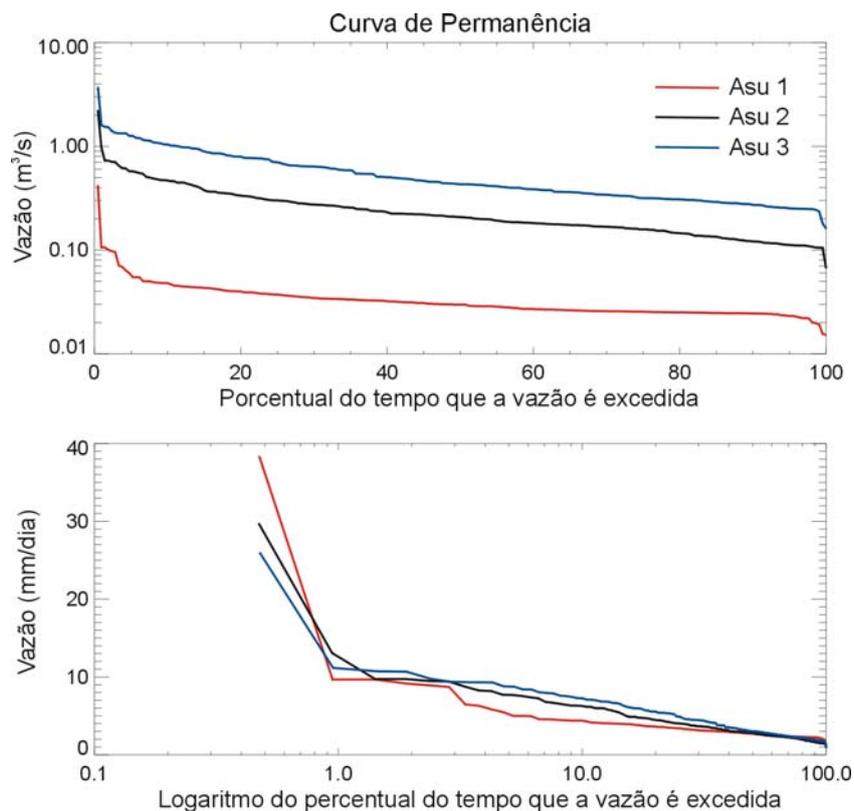


Figura 4.16 - Curvas de permanência das micro-bacias aninhadas de 1ª a 3ª ordem: (a) Vazão diária em m³/s e (b) vazão específica (Q/Área) em mm/dia.

#### 4.1.7 Discussão

A análise observacional dos componentes do ciclo hidrológico permitiu entendermos o comportamento hidrológico da micro-bacia Asu, e sua resposta às variações da precipitação, registradas nos anos de medição. A precipitação variou consideravelmente de um ano para outro, 2025,2 e 2804,0 mm no primeiro e no segundo ano, respectivamente, sendo que no ano prévio ao das análises (nov/2001 – out/2002) a precipitação anual foi 2980,7 mm. Além disto, a intensidade e duração dos eventos variaram consideravelmente (Tabela 4.1). As fortes variações intra e interanuais na precipitação tiveram uma influência considerável na interceptação. Segundo Zeng et al (2000), além da duração do evento, outros fatores que controlam as perdas por interceptação são: o tempo entre o início de um evento e o seguinte; o tempo para evaporar o dossel saturado, o qual depende da capacidade de armazenamento do dossel ( $S_C$ ); a

taxa de evaporação potencial do dossel úmido; e, menos importante, da intensidade da chuva. De acordo com Lloyd (1990), a relação entre a frequência e duração dos eventos com a capacidade de armazenamento do dossel são características importantes e dominantes das perdas por interceptação numa floresta tropical úmida. Neste estudo a intensidade e duração média da chuva variaram bastante de um ano para outro, mas o tempo médio entre eventos não variou consideravelmente: 33,8 h no período nov/2002 - out/2003 e 32,4 h para o período nov/2003 – out/2004. Além disso, assume-se que a capacidade de armazenamento do dossel e a taxa de evaporação potencial não mudaram no período de estudo, mas como a intensidade média variou, o tempo para evaporar o dossel saturado variou em função desta última. Portanto, neste estudo, além da duração média do evento, a intensidade média também mostrou ter forte controle sobre as perdas por interceptação. Do mesmo modo, se analisarmos separadamente as estações úmida e seca, houve grandes mudanças nas durações e intensidades médias em cada uma, como mostrado na Tabela 4.1. Mas o tempo médio entre eventos não variou muito entre as estações, com valores de 30,9 e 29,7 h nas estações úmidas, e 39,0 e 37,2 h nas estações secas, respectivamente.

A razão de precipitação interna é coerente com os resultados de estudos prévios realizados em outras regiões da Amazônia (Tabela 4.4), mas o escoamento dos troncos corresponde ao menor já estimado na Amazônia. Isto pode ser devido às diferentes técnicas de medição, e também porque neste trabalho se monitorou um número bem maior de árvores se comparado com estudos prévios feitos na Amazônia. Manfroi et al. (2004), em estudo realizado em Borneo, mostraram que árvores com  $DAP \leq 10$  cm contribuíram com 77% do total do escoamento de troncos, que em seu estudo correspondeu a 57 árvores, 89,4% do total amostrado (66 árvores). Neste estudo do total de árvores amostradas, 56,3 % tinham  $DAP \leq 10$  cm (No sistema secundário 45,5%). Assim, a baixa porcentagem de escoamento de troncos observada pode ser decorrente do fato das árvores com  $DAP > 10$  cm, apesar de conterem todas as copas do dossel superior, representavam apenas metade da população de árvores se considerar-se aquelas do sub-bosque. Assim, até que

se faça um teste comparativo usando o método similar ao usado por Manfroi et al. (2004), ficamos sem poder confirmar a solidez deste número de escoamento de troncos. Exceto no trabalho de Germer et al. (2006), onde o alto valor de Sf obtido foi devido à existência de muitas palmeiras na área de estudo (as folhas interceptam muita água que é concentrada nos troncos), a contribuição do escoamento de troncos para a interceptação é pouco significativa quando analisada para diversas espécies de árvores (valor máximo foi igual a 3,3% no trabalho de Lloyd e Marques (1988)). Portanto, esta incerteza não deverá representar uma preocupação maior.

Tabela 4.4 - Comparação das perdas por interceptação com outros estudos desenvolvidos na Amazônia.

Área de estudo	Tf (%)	Sf (%)	I (%)	Período	Referências
Amazonas – Brasil	80,2	–	19,5	Abr/1980 – Jan/1981	Franken et al. (1992)
Amazonas – Brasil	87,0–91,0	1,8–3,3	8,9 ( $\pm 3,6$ )	Set/1983 – Ago/1985	Lloyd e Marques (1988)
Rondônia e Pará – Brasil	86,0–87,0	0,8–1,4	11,6–12,9 ( $\pm 5,9$ )	Ago/1992 – Ago/1994	Ubarana (1996)
Caquetá – Colômbia	82,0–87,0	0,9–1,5	12,0–17,0	Dez/1993 – Ago/1997	Tobón et al. (2000)
Amazonas – Brasil	74,2–87,1	–	12,9 – 25,8	Jan/1994 – Fev/1995 e 5 coletas Fev/1995 – Jan/1996	Ferreira et al. (2005)
Rondônia – Brasil	89 ( $\pm 5,6$ )	7,81	2,38	Ago – Dec / 2004 e Jan – Mar / 2005	Germer et al. (2006)
Amazonas – Brasil	83,0	0,61	16,4	Out/2002 – Nov/2004	Cuartas et al. (2007)

Embora a interceptação tivesse apresentado uma alta variabilidade inter-anual e intra-sazonal, com maiores valores no ano de El Niño e, portanto, uma precipitação efetiva menor, a umidade do solo não teve uma diminuição significativa, exceto nas áreas de ecótono. Além disto, nas áreas de vertente a umidade do solo teve grande variabilidade sazonal, e a profundidade do lençol freático variou de aproximadamente 2 m no sopé da encosta até 5 m em ponto intermediário da vertente (Piezômetros T10 e T12, Figura 4.12), sem, contudo, ter apresentado variação inter-anual significativa. Já nas áreas de

platô, apesar do lençol freático haver sofrido forte influência do déficit de chuva, esta não se refletiu em variação da umidade não saturada do solo, pelo menos até a profundidade das medições, 5 m. Segundo Chauvel et al. (1991), citado por Hodnett et al. (1996), em área próxima à área de estudo as raízes atingem uma profundidade de até 6 m. Nepstad et al. (1994), em área próxima a Manaus observou raízes abaixo de 8 m de profundidade. Conseqüentemente, a vegetação não atingiu o nível de estresse hídrico requerido para cessar a transpiração. Na mesma direção, Saleska et al. (2007) observaram que o LAI aumentou nas regiões da Amazonia atingidas pela seca de 2005, concluindo que a transpiração aumenta durante períodos secos. Se o LAI aumenta nos períodos secos isto também poderia ter sido uma das causas pelas quais a interceptação foi maior no ano do El Niño. Todavia, não temos dados de LAI comprovando ou contrariando este efeito para nossa área de estudo.

A vazão não apresentou diminuição nos valores mínimos, ou fluxo base, durante o ano do El Nino, como se observa na Figura 4.17 e na curva de permanência (Figura 4.16), o que mostra que vazões de estiagem também são regularizadas, característica típica de sistemas com aquíferos de grande volume (subsolo poroso a grandes profundidades), como é o caso na área de estudo.

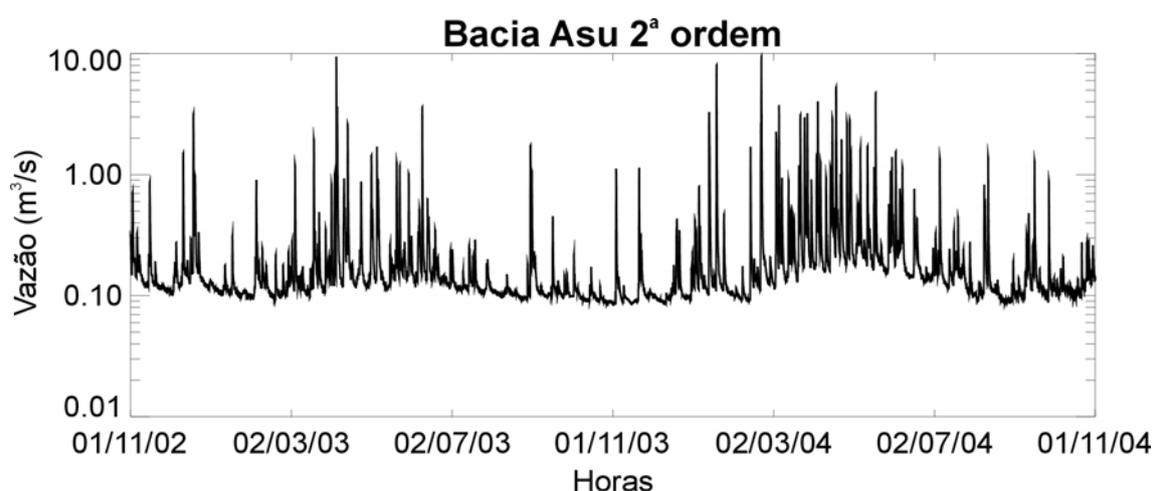


Figura 4.17 - Série de vazões observadas para a micro-bacia Asu2 no período nov/2002 – out/2004.

## 4.2. Modelagem da interceptação

Os parâmetros do dossel foram obtidos dos dados do experimento principal. A capacidade de armazenamento no dossel ( $S_C$ ) foi obtida de eventos isolados por no mínimo 6 horas de intervalo entre eles, e com precipitação incidente de 2 a 20 mm. Realizou-se uma regressão linear entre a precipitação e a precipitação interna, obtendo-se a curva  $T_f = 0,878(\pm 0,029)P - 0,921(\pm 0,265)$ , o que resulta em um valor de 1,049 mm de precipitação quando  $T_f$  é igual a zero. Assim,  $S_C$  é igual a 1,049 mm. A capacidade de armazenamento nos troncos ( $S_t$ ) foi obtida da mesma maneira que  $S_C$ , mas o tempo entre eventos foi  $\geq 24$  horas, obtendo-se a curva  $S_f = 0,013(\pm 0,001)P - 0,062(\pm 0,009)$ , que leva a um valor de  $S_t$  igual a 0,062 e  $p_t$  igual a 0,012. Foi usado o mesmo valor do coeficiente de precipitação livre ( $p$ ) obtido por Ubarana (1996), para a Reserva do Jarú, já que os valores dos outros parâmetros do dossel foram similares aos obtidos por ele. Assim,  $p = 0,031$ , e a fração de cobertura do dossel  $c = 0,969$ . A evaporação média ( $\bar{E}$ ) durante a chuva é  $0,32 \text{ mm h}^{-1}$  e a intensidade média foi igual a  $7,13 \text{ mm h}^{-1}$ . Na sua validação com as medições o modelo de Gash subestimou levemente as perdas por interceptação (Figura 4.18) estimando um total de 445,1 mm de interceptação, o que representa 14,5% dos 3064,2 mm de precipitação incidente, com diferença de apenas 2% com relação à observada (16,5%).

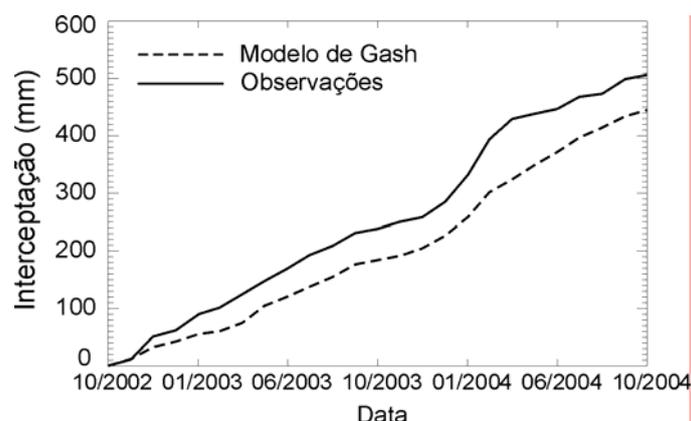


Figura 4.18 - Interceptação acumulada observada e simulada usando o modelo analítico de Gash.

Na Tabela 4.5 apresentam-se as porcentagens de interceptação para cada ano, sazonalmente e para todo o período de estudo. Pode-se observar como o modelo conseguiu capturar a variabilidade na interceptação associada à variabilidade nas características da precipitação. Contudo o modelo de Gash gerou valores significativamente diferentes das observações para a estação úmida 2002-2003, e a estação seca 2003-2004.

Tabela 4.5 - Resultados do modelo analítico de Gash e as observações.

Período	Interceptação (%)	
	Simulado	Observado
Nov /2002 – out /2003	17,5	22,6
Nov /2003 – out /2004	13,0	13,3
Estação úmida 2002 – 2003	15,2	21,4
Estação seca 2002 – 2003	21,9	25,0
Estação úmida 2003 – 2004	11,4	13,9
Estação seca 2003 – 2004	17,1	12,0
Nov /2002 – out 2004	14,5	16,5

Os parâmetros para o modelo original de Rutter foram determinados segundo a sugestão proposta por Rutter et al. (1975), a qual assume que a taxa de drenagem do dossel saturado ( $D_s$ ) e o coeficiente  $b_R$  são proporcionais ao LAI, e este é diretamente proporcional ao S, assim se obteve um valor de  $D_s = 0,002 \text{ mm min}^{-1}$  e  $b_R = 3,696$ . O modelo foi aplicado com intervalos de 30

minutos. Na Figura 4.19 são comparadas a evaporação medida ( $E_{med}$ ) e a evaporação estimada com a equação de Penman-Monteith ( $E_{P-M}$ ) em condições de dossel saturado (Equação 3.2), usando métodos diferentes para calcular a condutância aerodinâmica. Tanto a evaporação estimada usando condutância aerodinâmica para fluxo de vapor (Figura 4.19a) e condutância aerodinâmica para momentum, em condições neutras (Figura 4.19b), apresentaram valores muito similares aos medidos, não havendo uma diferença estatística entre eles: o teste da hipótese da declividade unitária mostrou que as linhas de regressão com declividades de 0,983 e 0,981 não são significativamente diferentes da linha 1:1 (valores de t iguais a -1,66 e -1,82 para a declividades nas Figuras 4.19a e 4.19b, respectivamente), para o nível de significância 0,05. Contudo quando comparados com as medições de interceptação (Figura 4.20), observa-se como tanto a evaporação medida (248,4 mm) como a estimada (246,5 mm e 245,6 mm, usando  $g_{a,V(\psi)}$  e  $g_{a,M}$ , respectivamente) é menor que a interceptação observada (287,2 mm), para os eventos em comum. As diferenças (13.5% a 14.5%) também estão dentro das discrepâncias no fechamento do balanço de energia (Wilson et al, 2002).

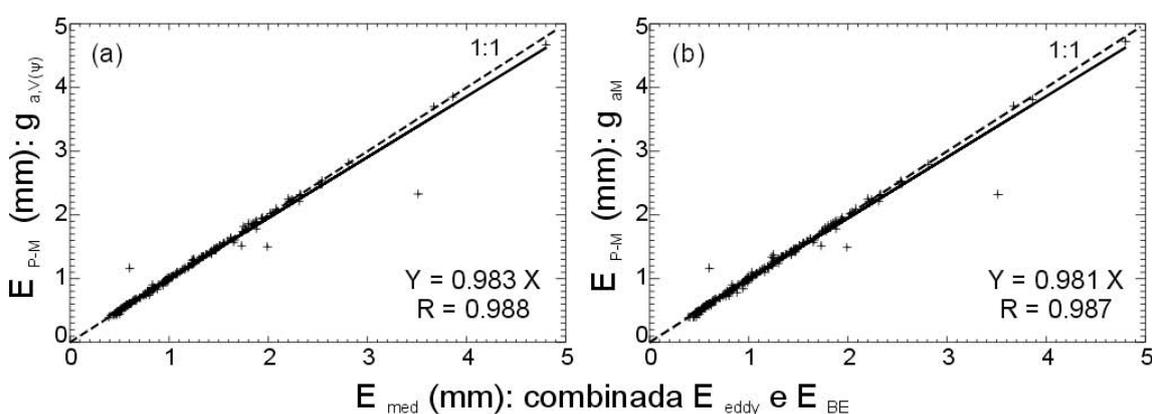


Figura 4.19 - Evaporação medida e estimada com a equação de Penman-Monteith (Equação 3.2), com dois métodos para calcular a condutância aerodinâmica: (a) para o fluxo de vapor, Equação 3.7 e (b) para o fluxo de momentum Equação 3.3.

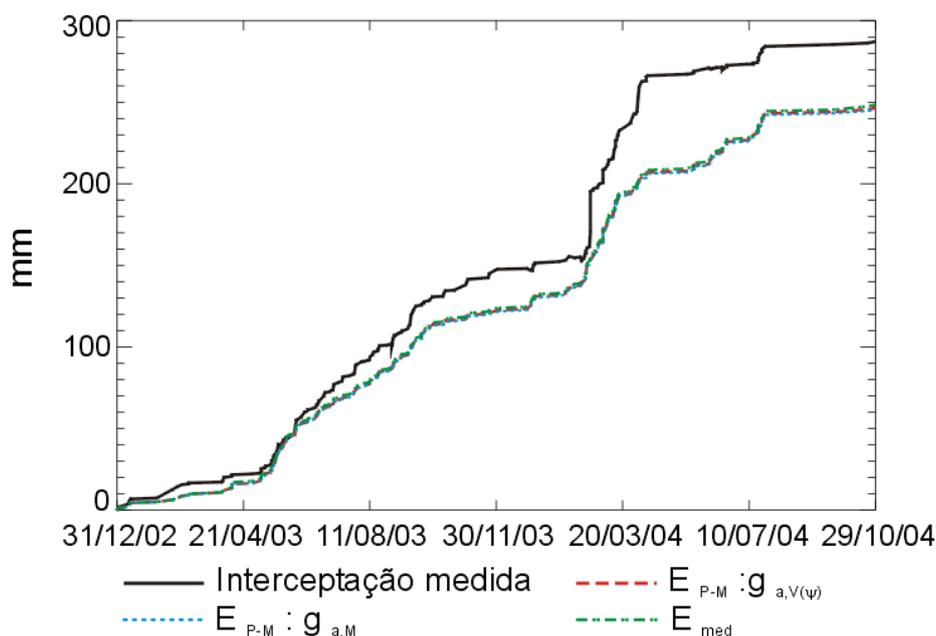


Figura 4.20 - Evaporação acumulada para o dossel saturado: das medições de interceptação ( $I = P - T_f - S_f$ ), estimada e medida.

O estudo de modelagem da interceptação mostrou como o modelo de Gash conseguiu capturar as variações interanuais e intra-sazonais na interceptação, embora tenham sido usados valores médios de evaporação e intensidade para todo o período de análise. Para testar a sensibilidade aos valores médios, o modelo de Gash (1995) foi rodado usando as intensidades médias para cada ano hidrológico, assumindo que a taxa média de evaporação não mudou, assim como os outros parâmetros. Os resultados deste teste (Tabela 4.6) mostraram que não houve uma grande variação nas perdas por interceptação para o período de estudo. Contudo, quando comparadas ano a ano, no primeiro ano as perdas por interceptação aumentaram 1,4% e no segundo diminuiram 0,8%, com relação à primeira rodada do modelo.

Lloyd et al (1988) e Ubarana (1996) utilizaram o modelo de Rutter (1971) para estimar a evaporação usando a resistência aerodinâmica para transferência de momento em condições de estabilidade neutra definida como  $r_a = f/u$ , e compararam com as medições de interceptação. Eles concluíram que o modelo representou satisfatoriamente as perdas por interceptação, mas em ambos os trabalhos o modelo superestimou a mesma. Segundo eles o erro no modelo,

como um todo, está associado a erros na determinação dos parâmetros do dossel. Ubarana (1996) também sugere que o erro pode estar associado tanto à parametrização da drenagem (ele usou os parâmetros derivados por Lloyd et al, 1998) para floresta tropical, como no cálculo do parâmetro  $f$ , o qual controla o valor da resistência aerodinâmica. No presente estudo novos valores de drenagem foram derivados, a partir da capacidade de armazenamento do dossel para a área de estudo, a qual foi muito maior que o valor determinado para a Reserva Ducke (0,74 mm) por Lloyd et al (1988), mas bastante similar ao valor obtido por Ubarana (1996) para a Reserva do Jarú (1,03 mm). O valor  $D_s$  foi maior que o valor obtido por eles ( $0,0014 \text{ mm min}^{-1}$ ), enquanto que o valor de  $b$  (5,25) foi bem menor. Além disto, a condutância aerodinâmica foi estimada usando diferentes metodologias. Nossos resultados mostraram que o modelo de Rutter efetivamente subestimou as perdas por interceptação, em contraposição às conclusões dos estudos anteriores.

Tabela 4.6 - Comparação dos resultados do modelo analítico de Gash para (a) intensidade média da chuva para todo o período, (b) intensidade média para cada ano, e os valores observados de interceptação.

Período	Interceptação (%)		
	Simulado (a)	Simulado (b)	Observado
Nov / 2002 – Out / 2003	17,5	18,9	22,6
Nov / 2003 – Out / 2004	13,0	12,2	13,3
Nov / 2002 – Out / 2004	14,5	14,5	16,5

### 4.3. Modelagem hidrológica distribuída

#### 4.3.1 Processamento dos dados de entrada para o DHSVM

##### 4.3.1.1 Modelo Digital de Terreno - MDT

Para a geração do Modelo Digital de Terreno (MDT) da área de estudo com uma melhor resolução espacial, foi usado o método de interpolação bi-linear para gerar uma grade com resolução horizontal de 30 m. Além disto, os dados

topográficos do SRTM (altura média do dossel) foram corrigidos para serem levados até o nível da superfície do solo, usando os 402 pontos do levantamento topográfico, espalhados pela bacia. Na Figura 4.21 mostra-se a relação entre a topografia real e a topografia do SRTM, ajustando-se a seguinte equação polinomial de ordem 3 (melhor  $R^2$ ):

$$H = -0,0000522H_{\text{SRTM}}^3 + 0,012113H_{\text{SRTM}}^2 + 0,24106H_{\text{SRTM}} ; \quad R^2 = 0,914 \quad (4.1)$$

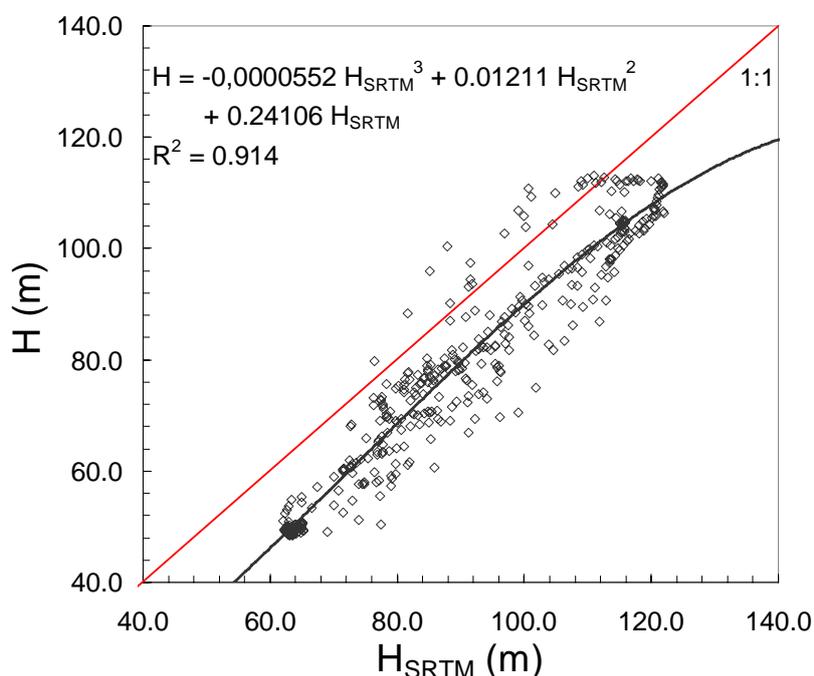


Figura 4.21 - Relação entre a topografia da área de estudo e a topografia do SRTM.

Com a Equação 4.1 foi gerada a nova topografia (cotas na superfície do solo). Para finalizar a geração do MDT, é necessário verificar a existência de pontos com depressões, ou seja, pontos nos quais a água converge e se acumula, porque isto afetaria a geração da drenagem (continuidade topológica). As verificações e correções das depressões foram feitas no Arcinfo, obtendo-se o MDT, com tamanho de grade de 30 m, o qual é a base do modelo hidrológico distribuído (Figura 4.22).

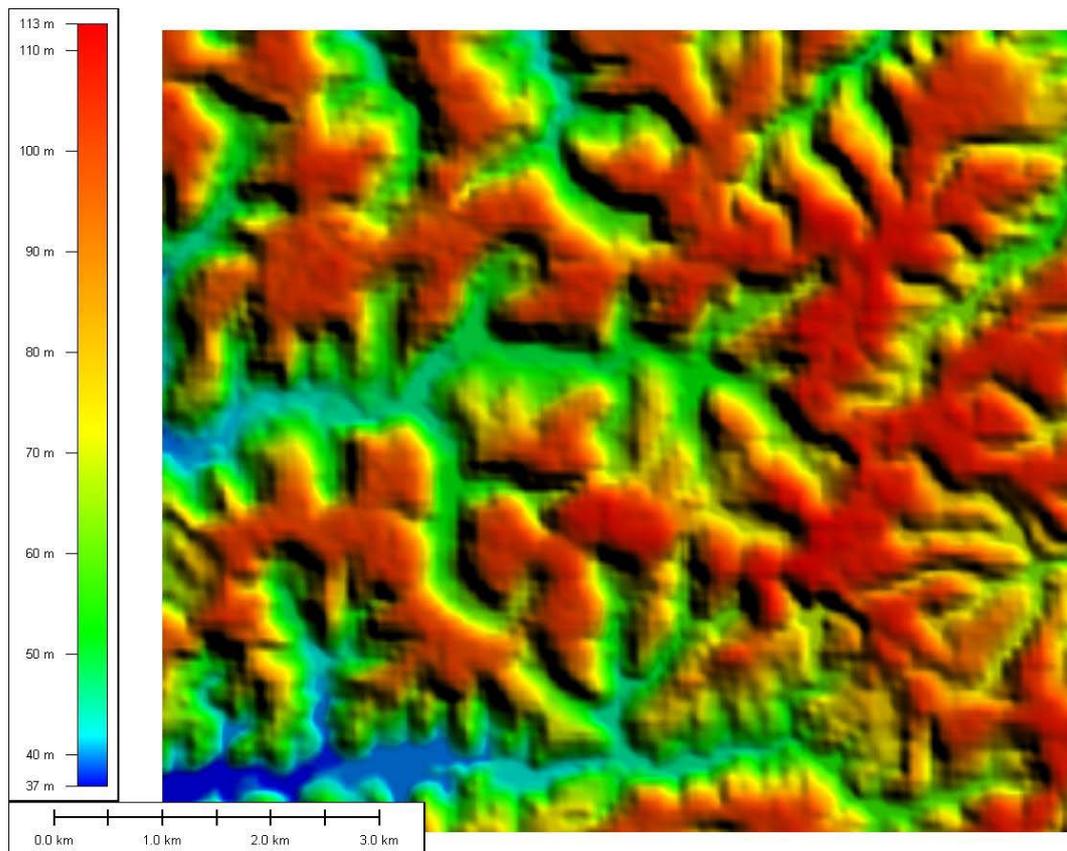


Figura 4.22 - Modelo digital de terreno (MDT) corrigido da micro-bacia Asu, com resolução horizontal de 30 m.

#### 4.3.1.2 Bacia hidrográfica e rede de drenagem

O elemento topológico fundamental de análise para o estudo do ciclo hidrológico na superfície é a bacia hidrográfica. A bacia hidrográfica, por definição, corresponde a uma área na qual toda água precipitada converge, em forma de escoamento, para um único ponto de saída (Tucci, 2002). No MDT foram delimitadas as três bacias, a partir das seções de medição (Figura 4.23), com a ferramenta de análise hidrológica do Arcinfo.

Para traçar a rede de drenagem usou-se o *script* que acompanha o DHSVM, e cujos dados de entrada são: o MDT e a máscara que delimita a bacia hidrográfica. O valor da área acumulada foi obtido por tentativa e erro, até que a rede drenagem ficasse com a classificação do sistema Stralher, para cada uma das seções, e o mais próximo aos pontos das nascentes mapeados em campo. No sistema Stralher os rios formados nas cabeceiras (ou nascentes),

são de ordem um; quando dois canais de primeira ordem confluem formam um canal de segunda ordem e assim sucessivamente, sempre requerendo a junção de duas ordens iguais para produzir uma ordem maior. Neste sistema de classificação, as micro-bacias em estudo, com áreas iguais a 0,95, 6.46 e 12,43 km<sup>2</sup>, são de primeira (Asu1), segunda (Asu2) e terceira ordem (Asu3), respectivamente (Figura 4.23). As seções 1, 2 e 3 é onde se mede a vazão das sub-bacias Asu1, Asu2 e Asu3 respectivamente.

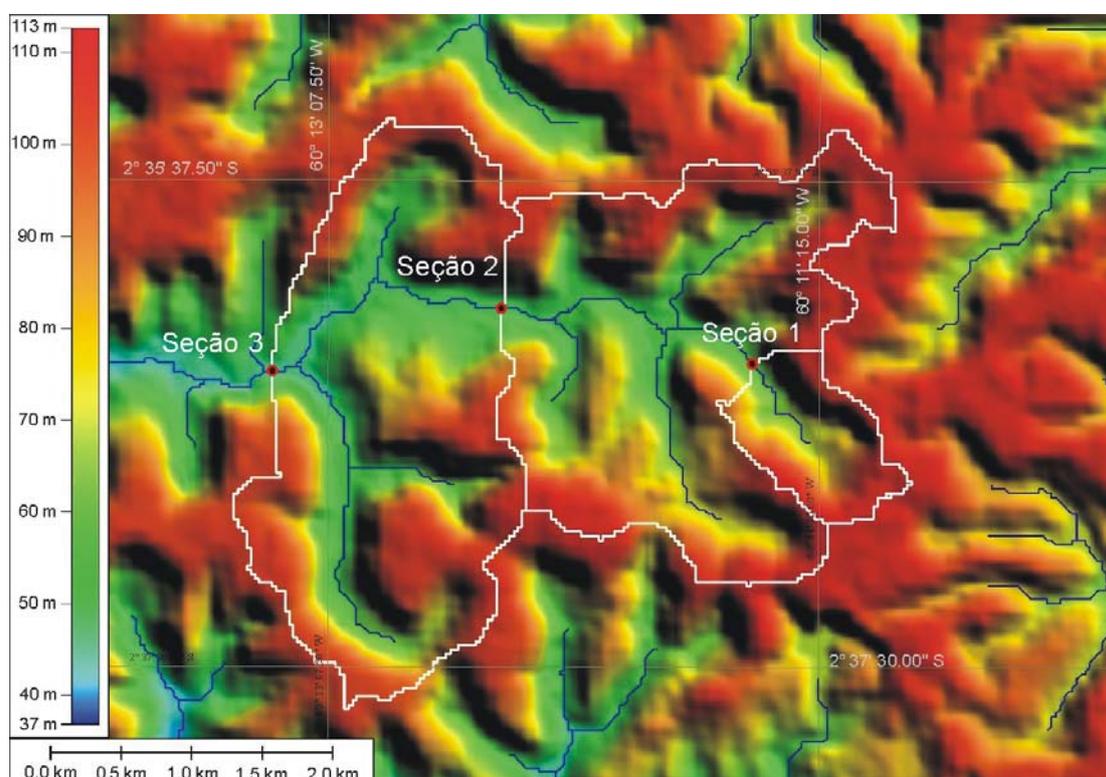


Figura 4.23 - Rede de drenagem e sistema de bacias aninhadas do igarapé Asu: primeira (seção 1), segunda (seção 2) e terceira (seção 3) ordem.

#### 4.3.1.3 Geologia e Subsolo

A grande bacia sedimentar paleozóica representada na região faz parte da depressão sinclinal do Amazonas. Na sua porção mais profunda chega a possuir um pacote de sedimentos não consolidados, intercalado por lentes silicificadas, com mais de 1250 m de espessura (Santos et al., 1974, citado por Ranzani, 1980). O piso de rochas cristalinas do sinclinal aflora 100 km ao Norte

de Manaus, em Presidente Figueiredo. A formação Alter do Chão, sedimentar do cretáceo superior, domina a superfície na Reserva Biológica do rio Cuieiras, cuja espessura chega a mais de 100 m (Santos et al, 1974, citado por Ranzani, 1980). Para fins deste estudo considerou-se por inferência geológica que o subsolo não possui camadas impermeáveis (como seria uma base de rochas cristalinas ou camadas endurecidas de sedimentos silicificados tipo arenitos ou argilitos) a menos de 100 m de profundidade, portanto muito abaixo da zona de saturação permanente do regolito (perfurações na própria área não encontraram impedimentos até 50 m de profundidade). Este fato tem fortes implicações para a parametrização de modelos hidrológicos. O pacote de sedimentos do cretáceo forneceu material já intemperizado para a pedogênese, o que explica a predominância de granulometrias favorecendo os extremos (frações areia e argila), assim como a presença de argilas altamente intemperizadas, como por exemplo, a caulinita (Chauvel, 1982).

O mapa de espessura do solo (ou profundidade da rocha) foi gerado junto com a rede de drenagem. Os dados do lençol freático no platô mostraram uma profundidade máxima de 36,92 m, no período nov/2002 – nov/2005. Deste modo, para poder capturar completamente o comportamento do sistema subterrâneo, a espessura do solo deveria ser no mínimo 40 m (assumindo que a geologia da área não favorece fluxos subterrâneos profundos diferenciados dentro da zona de saturação). O DHSVM nunca foi aplicado em bacias com espessuras de solo superiores a 10 m. Assim, para avaliar a capacidade do modelo de simular condições diferentes daquelas já testadas, construíram-se dois mapas, o primeiro com espessuras de 8 – 10 m e o segundo de 40 – 50 m. Os resultados das rodadas mostraram que o DHSVM consegue resolver o balanço de água para profundidades da rocha (substrato ou base impermeável) maiores que 10 m, portanto o segundo mapa foi usado neste trabalho (Figura 4.24).

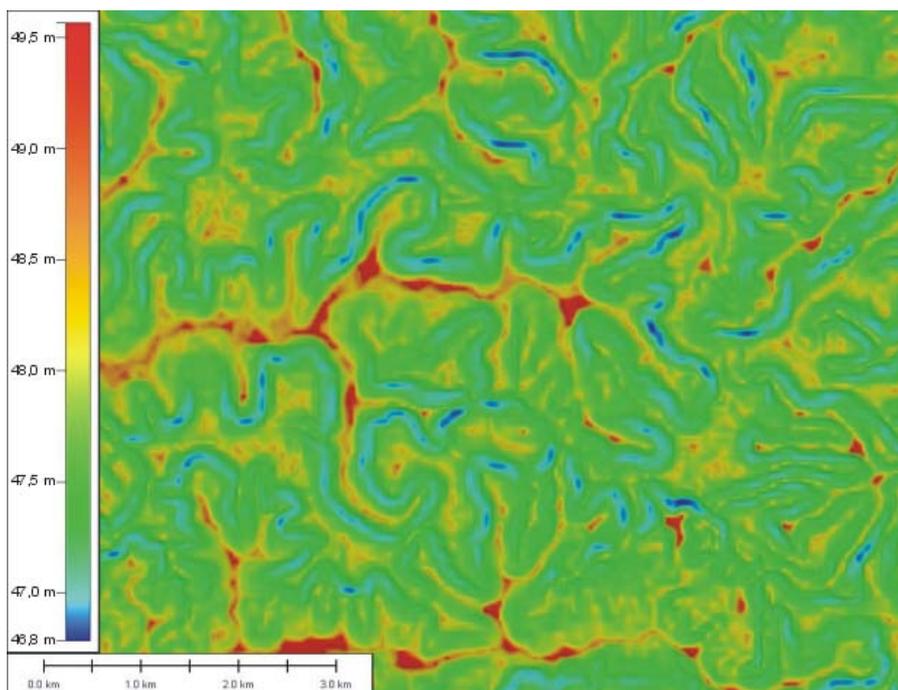


Figura 4.24 - Mapa de espessura do solo na área de estudo.

#### 4.3.1.4 Solos e vegetação

Os complexos arranjos de solos e vegetação na Amazônia têm variabilidade espacial dependente do ambiente (saturação de água no solo), que é função da posição no terreno (Tomasella et al., 2007; Nobre et al., em preparação). Os solos encontrados na área de estudo são:

- Latossolos Amarelos Álicos, textura argilosa, localizados nas áreas de platô (Ranzani, 1980, Chauvel, 1982). Estes solos se caracterizam por ser argilosos na superfície (65-75% até 30 cm) e muito argiloso no restante do perfil (80-90%) (Tomasella et al., 2007).
- Podzólicos Vermelho Amarelos Álicos, textura argilosa nas áreas de encosta (vertente). O conteúdo de argila é de aproximadamente 30% na superfície (até 30 cm) e aumenta para 45% abaixo dos 1,5 m.
- Podzólicos Vermelho Amarelos, textura média, nas áreas de Campinarana ou Ecotono (áreas de transição entre o baixio e a encosta), como conteúdo médio de argila de aproximadamente 23% (Ranzani, 1980)
- Podzóis hidromórficos, muito arenosos, localizados no fundo do vale (baixio), com conteúdo de argila menor de 5%.

A vegetação na área, denominada floresta densa de Terra firme, é classificada como:

- Campinarana, cobrindo o baixio e ecótono com solos arenosos; é uma floresta densa, com presença de clareiras (Pinheiro, 2007) com predomínio de palmeiras, arbustos e lianas, com uma altura do dossel entre 15 e 20 m (Ranzani, 1980).
- Mata arenícola, cobrindo vertentes, com solos podzólicos (Ranzani, 1980); representa uma área de transição entre as florestas de campinarana e platô, com altura média entre 25 e 35 m, com algumas arvores emergentes de 25 m, e densidade de 771 arvores por há com diâmetro à altura do peito (DAP)  $\geq 10$  cm (Oliveira e Amaral, 2004).
- Mata argílica, cobrindo áreas de platô, com solos argilosos (Ranzani, 1980); altura do dossel entre 35 e 40 m, com arvores emergentes atingindo os 45 m (Pinheiro, 2007), e uma densidade de 670 arvores por há com DAP  $\geq 10$  cm (Ieda L. Amaral, comunicação pessoal).

Dada a escala detalhada do MDT, fizeram-se necessários mapas detalhados de solo e vegetação, devido à forte dependência espacial dos mesmos, não disponíveis previamente para a área. Mapas detalhados foram gerados a partir do descritor de terreno, HAND (Height Above the Nearest Drainage – desnível acima da drenagem mais próxima –), que se baseia na direção de fluxo e na rede de drenagem, ambos podendo ser extraídos automaticamente de um MDT (Rennó et al., in press). O HAND mede a diferença altimétrica entre qualquer ponto da grade do MDT e o respectivo ponto de escoamento na drenagem mais próxima, considerando a trajetória superficial de fluxo (flowpath) que liga topologicamente os pontos da superfície com a rede de drenagem. O resultado é uma grade que representa a normalização do MDT com relação à drenagem. Nesse caso, todos os pontos ao longo da rede de drenagem, por serem pontos de referência final de altura, possuem cota zero. Este descritor relaciona-se diretamente com o potencial gravitacional de drenagem (ou distância vertical) de cada ponto do MDT. Os pontos podem então ser agrupados em zonas equipotenciais, cuja relevância hidrológica e ecológica pode ser verificada.

Calibração e validação deste descritor foram realizadas a partir de dados de campo e dados hidrológicos de áreas da Amazônia Central, próximas de Manaus (Rennó et al., in press). O descritor foi testado sobre uma área de floresta de Terra Firme de 18.000 km<sup>2</sup> (2 a 3°S, 60 a 61°30' W) e a grade resultante foi fatiada em 3 níveis (distância vertical da drenagem mais próxima) definidos durante a fase de calibração: 0 a 5,0 m; 5,0 a 15,0 m; e valores maiores que 15,0 m. A primeira classe que abrangeu cerca de 25,6% da área representa ambientes onde o lençol freático está à superfície do solo ou muito próximo dela, sendo normalmente denominados baixios. A segunda classe que ocupou 32,9% da área e representa ambientes de transição com lençol freático raso, foi denominada ecótono. Já a terceira classe representa aqueles ambientes cujo lençol freático é suficientemente ou bastante profundo e engloba dois ambientes: o primeiro mais declivoso (11,1%) denominado vertente e o segundo mais plano (30,4%) denominado platô. O mapa de ambientes gerado para a área de estudo é apresentado na Figura 4.25.

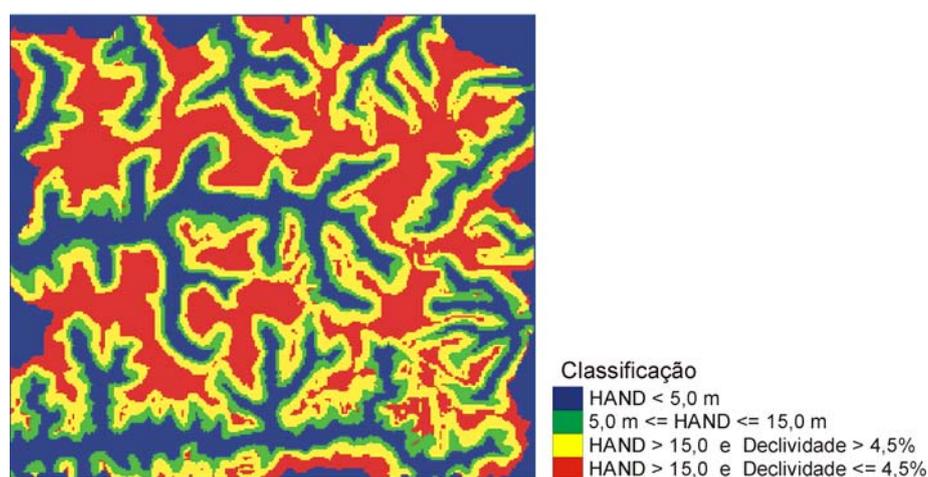


Figura 4.25 - Mapa dos ambientes de terrenos classificados usando o descritor HAND - Height Above the Nearest Drainage.

Para este estudo, seguindo evidências de vários levantamentos botânicos e florestais feitos na área (Higuchi et al., 1998; Oliveira et al., 2004; Pinheiro, 2007), e como se observa na imagem Landsat-TM (Figura 4,26a), foram considerados dois tipos de vegetação, um para as áreas de vertente e platô

(tipo 1), e outro para as áreas de baixio e ecótono (tipo 2). As propriedades estruturais destas tipologias vegetais (biomassa, LAI, estatura média, área basal, aberturas no dossel, etc.) são distintas, portanto relevantes para as interações solo-planta-atmosfera. Assim, a partir da descrição dos tipos de vegetação nesta região, da descrição dos tipos de solos (Chauvel 1982) e sua localização na topossequência, combinados com a classificação de terrenos obtida com o HAND, foram gerados os mapas de solo e vegetação (Figuras 4.26 e 4.27), como se descreve na Tabela 4.7.

Tabela 4.7 - Classificação dos tipos de solo e vegetação na bacia Asu.

Classificador	Ambiente	Solos	Vegetação
HAND < 5 m	Baixio	Podzóis hidromórficos, muito arenosos (tipo 1).	Campinarana (tipo 2).
$5 \text{ m} \leq \text{HAND} \leq 15 \text{ m}$	Ecótono	Podzólicos Vermelho Amarelos, textura média (tipo 2).	
HAND > 15 m e Declividade > 4,5%	Vertente	Podzólicos Vermelho Amarelos Álicos, textura argilosa (tipo 3).	Mata arenícola e argilícola (tipo 1).
HAND > 15 m e Declividade < 4,5%	Platô	Latossolos Amarelos Álicos, textura argilosa (tipo 4).	

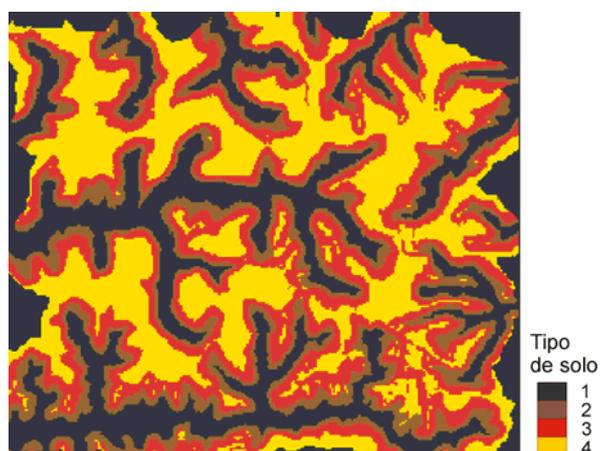


Figura 4.26 - Mapa de solos da micro-bacia Asu. Solo tipo: 1 – Podzóis hidromórficos, 2 – Podzólicos Vermelho-Amarelos, textura média, 3 - Podzólicos Vermelho-Amarelos álicos e 4 – Latossolos amarelos álicos, textura argilosa.

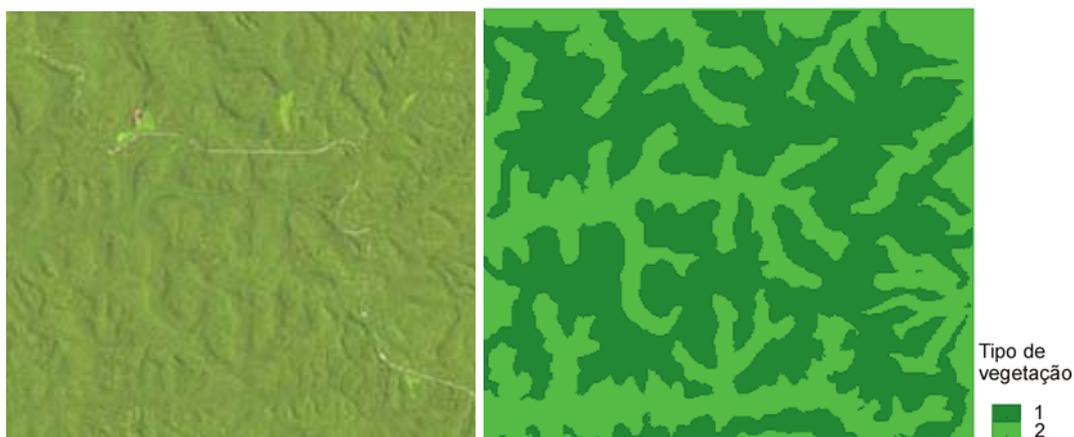


Figura 4.27 - Imagem Landsat-TM (RBG 345, 2001) e mapa de vegetação da micro-bacia Asu, derivado da classificação de ambientes (HAND). Vegetação tipo: 1 – áreas de vertente e platô e 2 – áreas de baixio e campinarana.

#### 4.3.1.5 Dados meteorológicos

As variáveis meteorológicas de entrada para o DHSVM são: temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ), velocidade do vento ( $\text{ms}^{-1}$ ), umidade relativa (%), radiação de onda curta incidente ( $\text{W m}^{-2}$ ), radiação de onda longa incidente ( $\text{W m}^{-2}$ ) e precipitação (m). Os dados faltantes das cinco primeiras variáveis foram preenchidos com os valores médios, para o mesmo período, dos anos com dados. Para a precipitação aplicou-se o método do inverso da distancia para obter uma serie de precipitação média para a bacia, usando dados dos pluviômetros com informação. A seguir os dados faltantes de cada pluviômetro eram preenchidos usando o valor da precipitação média obtida dos outros pluviômetros. Todos os dados foram organizados a nível horário.

#### 4.3.2 Estimação dos parâmetros do modelo

O modelo tem três conjuntos de parâmetros: o primeiro são parâmetros gerais para toda a bacia, o segundo são os parâmetros do solo e o terceiro são os parâmetros da vegetação. O primeiro conjunto de parâmetros é:

- Rugosidade aerodinâmica da superfície do solo sem vegetação (solo nu),  $z_w$ , foi obtida de Wright et al. (1996), no qual o valor encontrado para

pastagem foi  $z_w = 0,026 \pm 0,003$  m. Para este trabalho foi usado o mínimo assumindo este como equivalente a um solo sem vegetação.

- Temperatura acima da qual a precipitação cai como chuva. Foi usado o valor de  $2^\circ\text{C}$ .
- Os dados foram obtidos da torre de fluxo K34, portanto a altura de referência das observações meteorológicas,  $z_r$ , é igual a 53,0 m.
- O fator para determinar a capacidade de armazenamento do dossel em função do LAI é dado por (item 3.9.1):  $r_j = S_{cj}/\text{LAI}_j c_j$ , onde a capacidade máxima de armazenamento do dossel,  $S_{cj}$ , é igual a 1,049 mm para a área de estudo (Cuartas et al., 2007). O  $\text{LAI}_j$  para área de floresta igual a 6,1 (Marques et al., 2005), e  $c_j$  é a fração da superfície do solo coberta pelo dossel, igual a 0,96 (Cuartas et al., 2007), assim  $r_j = 0,0002$ .
- “Lapse rate” de temperatura (taxa de queda da temperatura com a altura) é aproximadamente  $6,5^\circ\text{C km}^{-1}$ , para o perfil de temperatura médio global observado (Hartmann, 1994).
- “Lapse rate” de precipitação é aplicado em regiões montanhosas como os Andes onde a precipitação varia com a altura. Na área de estudo o relevo é relativamente plano, portanto o valor é igual a 0.

Todos os valores estão resumidos na Tabela 4.8. Os valores dos parâmetros que não foram usados não serão descritos neste trabalho (por exemplo, parâmetros de neve).

Tabela 4.8 - Parâmetros gerais para a bacia Asu.

Parâmetro	Valor	Unidades
$z_w$	0,026	m
T	2,0	$^\circ\text{C}$
$z_r$	53,0	m
$r_j$	0,0002	m
$\gamma$	-0,0065	$^\circ\text{C m}^{-1}$
$\gamma_p$	0,0	$\text{m m}^{-1}$

### 4.3.2.1 Parâmetros do solo

O mapa de solo gerado, como descrito no item 4.2.1, determina que para cada célula de grade existe um tipo de solo e os parâmetros associados ao mesmo. O DHSVM requer 15 parâmetros para representar cada tipo de solo, descritos na Tabela 4.9.

Tabela 4.9 - Parâmetros do solo para o DHSVM.

$K_s$	Condutividade hidráulica saturada lateral na superfície	$m s^{-1}$
$f$	Coefficiente para a variação da condutividade lateral com a profundidade do solo	-
$I_M$	Taxa máxima de infiltração	$m s^{-1}$
$\alpha_s$	Albedo da superfície do solo	-
$K$	Número de camadas do solo	-
$\phi$	Porosidade do solo ( $K$ valores no intervalo 0 - 1)	%
$m$	Índice de distribuição de tamanho de poros ( $K$ valores)	-
$\Psi_b$	Pressão à qual o ar entra no solo ("bubbling pressure") ( $K$ valores)	
$\theta_r$	Umidade residual do solo ( $K$ valores no intervalo 0 - $\phi$ )	%
$\theta_c$	Capacidade de campo ( $K$ valores no intervalo 0 - $\phi$ )	%
$\theta_{wp}$	Ponto de murcha ( $K$ valores no intervalo 0 - $\phi$ )	%
$D_a$	Densidade aparente ( $K$ valores)	$kg m^{-3}$
$K_v$	Condutividade hidráulica saturada na vertical ( $K$ valores)	$m s^{-1}$

Os valores de condutividade hidráulica vertical saturada, índice de distribuição de tamanho de poros, porosidade, capacidade de campo, ponto de murcha e umidade residual foram obtidos das Funções de Pedo-Transferência desenvolvidas por Tomasella et al. (2000) para os solos brasileiros, baseadas na equação de retenção de água de van Genuchten (1980) (citado por Tomasella et al., 2000),

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\alpha|\psi|)^n\right]^{\frac{1}{m}}} \quad (4.2)$$

em que  $\theta$  é o conteúdo volumétrico de água ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),  $\theta_s$  é o conteúdo de água saturado ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),  $\theta_r$  é o conteúdo de água residual ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),  $|\Psi|$  é o valor absoluto do potencial matricial (kPa),  $\alpha$  ( $\text{kPa}^{-1}$ ),  $n$  e  $\sigma$  são parâmetros empíricos da equação. Van Genuchten (1980) assumiu que  $\sigma = 1 - 1/n$ . Estes parâmetros empíricos têm sua correspondência com parâmetros físicos do solo (Maidment, 1993):  $\alpha = \psi_b$ , pressão de entrada do ar no solo (“bubbling pressure”),  $n = m + 1$  e  $\sigma = 1/(m + 1)$ , sendo  $m$  o índice de distribuição de tamanho de poros. Cada parâmetro da Equação 4.2 foi relacionado com propriedades do solo como textura, conteúdo de carbono orgânico, umidade equivalente (água que permanece retida no solo após uma amostra ser submetida a uma força centrífuga) e densidade global, através de uma regressão linear múltipla, utilizando um polinômio de segunda ordem com coeficientes lineares (Tomasella et al., 2000), dado pela seguinte equação:

$$X_i = a_{i,1} + a_{i,2}CS + a_{i,3}FS + a_{i,4}S + a_{i,5}C + a_{i,6}OC + a_{i,7}M_e + a_{i,8}D_g + a_{i,9}CS \cdot FS + a_{i,10}CS \cdot S + \dots + a_{i,j}S \cdot C + a_{i,j+1}CS^2 + \dots + a_{i,n}S^2 \quad (4.3)$$

$X_i$  é o valor do parâmetro da Equação 4.3 ( $i = 1, 2, 3$  e  $4$  correspondem a  $\alpha$ ,  $n$ ,  $\theta_s$  e  $\theta_r$ , respectivamente) ou seu logaritmo natural (somente para  $\alpha$  e  $n$ ); CS, FS, S e C são, respectivamente, a percentagem de areia grossa, areia fina, silte e argila; OC é o percentual de carbono orgânico;  $M_e$  é a umidade equivalente;  $D_g$  é a densidade global e  $a_{i,j}$  ( $j = 1, \dots, n$ ) são os coeficientes derivados da regressão linear múltipla. Os dados de textura, umidade equivalente, densidade global e densidade aparente,  $D_a$ , foram extraídos dos trabalhos de Ranzani (1980), Chauvel (1982) e Correa (1984; 1985). Assim, foram estimados os parâmetros para a Equação 4.2 e com esta obtiveram-se as curvas de retenção para os quatro tipos de solo. A condutividade hidráulica lateral saturada na superfície ( $K_s$ ) foi assumida inicialmente igual ao valor de  $K_v$  da primeira camada. Escolheu-se inicialmente o valor do coeficiente de

variação de  $K_S$  com a profundidade do solo,  $f$ , igual ao da curva de variação de  $K_V$  com a profundidade. O valor da infiltração máxima,  $I_M$ , foi obtido do estudo de Nortcliff e Thornes (1981). O albedo da superfície do solo, para todos os tipos de solo, foi obtido de Maidment (1993) para solo nu e úmido. O número de camadas do solo foi escolhido inicialmente igual a 3. A tabela 4.10 mostra os valores iniciais dos parâmetros, para os quatro tipos de solo.

Tabela 4.10 - Parâmetros iniciais do solo para o DHSVM.

Parâmetro	Tipos de solo			
	1	2	3	4
$K_S$ ( $\times 10^{-4}$ )	2,488	1,450	1,300	0,474
$f$	0,012	0,067	0,016	0,014
$I_M$	0,000417	0,000417	0,000417	0,000417
$\alpha_S$	0,10	0,10	0,10	0,10
$K$	3	3	3	3
$\phi$	0,43 0,40 0,40	0,43 0,51 0,45	0,50 0,48 0,48	0,62 0,60 0,60
$\lambda$	0,85 1,05 1,05	0,75 0,82 0,76	0,56 0,52 0,52	0,40 0,42 0,46
$\Psi_b$	0,35 0,40 0,55	0,56 0,58 0,60	0,68 0,72 0,98	0,80 0,85 0,95
$\theta_r$	0,006 0,009 0,020	0,040 0,060 0,070	0,10 0,16 0,18	0,28 0,30 0,32
$\theta_C$	0,039 0,025 0,042	0,080 0,100 0,100	0,16 0,22 0,24	0,34 0,36 0,36
$\theta_{wp}$	0,008 0,011 0,025	0,050 0,060 0,070	0,10 0,17 0,19	0,28 0,32 0,36
$D_a$	1470 1470 1350	1267 1350 1350	1050 1350 1350	1000 1250 1300
$K_V$ ( $\times 10^{-4}$ )	2,488 1,738 0,579	1,450 3,128 0,400	1,300 0,358 0,238	0,474 0,236 0,233

#### 4.3.2.2 Parâmetros de vegetação

Do mesmo modo que para o solo, para cada célula de grade definiu-se um tipo de vegetação, cada um representado pelos 18 parâmetros descritos na Tabela 4.11.

Tabela 4.11 - Parâmetros da vegetação para o DHSVM.

$c$	Fração de cobertura do dossel superior	%
$h_T$	Distância desde o solo até o início da copa das árvores (0 – 1, fração da altura total da vegetação, J valores)	
$n_a$	Coefficiente de atenuação aerodinâmica do dossel	
$k_b$	Coefficiente de atenuação da radiação (coeficiente de extinção)	
$h$	Altura da vegetação (dossel superior e inferior)	m
$r_{s\max}$	Máxima resistência dos estômatos para cada camada de vegetação (J valores)	$s\ m^{-1}$
$r_{s\min}$	Mínima resistência dos estômatos (J valores)	$s\ m^{-1}$
$\theta^*$	Limiar de umidade do solo (0 – 1) acima do qual as condições do solo não restringem a transpiração	%
$e_m$	Limiar de déficit de pressão de vapor acima do qual os estômatos fecham (J valores).	Pa
$R_{pc}$	Fração da radiação de onda curta que é fotossinteticamente ativa (J valores).	$W\ m^{-2}$
$K$	Número de zona de raízes (igual às camadas do solo)	
$d$	Profundidade das zonas de raízes, equivalente à espessura da camada do solo (K valores)	
$f_{rO}$	Fração de raízes do dossel superior (“overstory”) (K valores)	
$f_{rU}$	Fração de raízes do dossel inferior (“understory”) (K valores)	
$LAI_O$	Índice de área folhar mensal para o dossel superior (jan – dez)	
$LAI_U$	Índice de área folhar mensal para o dossel inferior (jan – dez)	
$\alpha_O$	Albedo mensal do dossel superior (jan – dez)	
$\alpha_U$	Albedo mensal do dossel inferior (jan – dez)	

O valor da fração de cobertura do dossel superior,  $c$ , para a vegetação 1 foi obtido de Cuartas et al. (2007), e para a vegetação 2, menos densa, o valor foi obtido de Tobón et al. (2000). A distância desde o solo até o início da copa das árvores,  $h_T$ , foi obtida de observações na área de estudo. Para o coeficiente de atenuação aerodinâmica do dossel,  $n_a$ , com valores típicos no intervalo 2 – 3 (Wigmosta et al., 1994), foi escolhido o valor médio. O coeficiente de extinção,  $k_b$ , foi obtido de Roberts et al. (1993). A altura média do dossel foi obtida de Ranzani (1980), Oliveira e Amaral (2004), e de observações na área. Os valores da resistência aerodinâmica máxima e mínima foram calculados como uma média dos valores descritos nos trabalhos de Roberts et al. (1990 ; 1996),

Sá et al. (1996) e Wright et al. (1996). O limiar de umidade do solo,  $\theta^*$ , foi obtido como uma média dos valores de ponto de murcha,  $\theta_{wp}$ , para cada tipo de solo e ponderada pelas frações de raízes,  $f_{rO}$  e  $f_{rU}$ , sendo estes últimos valores obtidos de Nepstad et al. (1994) e Moreira, et al. (2000). As profundidades das raízes (ou espessuras das camadas do solo) foram escolhidas de tal modo que coincidissem com as medições da sonda de nêutrons. O índice de área foliar para o dossel superior na vegetação tipo 1 (platô e vertente) foi obtido de Marques et al. (2005), e os demais valores como frações do anterior. Os valores de albedo foram obtidos de Wright et al. (1996), e são os mesmos para os dois tipos de vegetação em ambas camadas (12 valores, iniciando em janeiro). Na Tabela 4.12 encontram-se os valores iniciais dos parâmetros da vegetação.

Tabela 4.12 - Parâmetros iniciais da vegetação para o DHSVM.

Parâmetro	Tipos de vegetação					
	1			2		
c	0,96			0,90		
$h_T$	0,6			0,6		
$n_a$	2,5			2,5		
$k_b$	0,6			0,6		
h	30,0	1,5		25,0	2,0	
$r_{smax}$	5000,0	2787,5		5000,0	2787,5	
$r_{smin}$	135,2	446,0		135,2	446,0	
$\theta^*$	0,24	0,20		0,03	0,03	
$e_m$	4000,0	4000,0		4000,0	4000,0	
$R_{pc}$	0,10	0,10		0,10	0,10	
K	3			3		
d	0,40	1,40	4,80	0,40	1,00	1,80
$f_{rO}$	0,20	0,60	0,20	0,85	0,15	0,00
$f_{rU}$	0,80	0,20	0,00	0,80	0,20	0,00
$LAI_O$	6,1 (igual para os 12 meses)			5,8		
$LAI_U$	3,2			3,2		
$\alpha_O$ e $\alpha_U$	0,126	0,123	0,121	0,124	0,132	0,139
	0,141	0,144	0,142	0,143	0,141	0,134

### 4.3.3 Calibração e Validação do DHSVM

O objetivo da calibração de um modelo é identificar um conjunto de parâmetros que produz resultados consistentes com as observações enquanto conserva uma relação apropriada entre os valores dos parâmetros e as características da bacia (James e Burges, 1962, citado por Vanshaar e Lettenmaier, 2001).

Existem diversas técnicas de otimização para calibração de modelos hidrológicos (Duan et al., 1994; Gupta et al., 1994; Gupta et al., 1999), mas estes procedimentos de otimização não são adequados para modelos complexos espacialmente distribuídos como o DHSVM. O tempo computacional requerido (horas até dias) para uma simulação multi-anual impede o uso de técnicas que requerem muitas destas simulações para estimar relações entre parâmetros individuais e uma função objetiva para o ajuste do modelo (Vanshaar e Lettenmaier, 2001; Thanapakpawin et al., 2007). Assim, a aproximação por tentativa e erro foi usada para calibrar o modelo.

A princípio, os valores dos parâmetros hidráulicos do solo deveriam reproduzir de uma maneira realista a variação de umidade do solo. Entretanto, deve-se salientar que o modelo subdivide a bacia em um número limitado de “tipos de solos”, cada um deles com algum grau de variabilidade intrínseca. Assim, as mudanças de tipo de solo na realidade não ocorrem de uma maneira abrupta, como parametrizado no modelo, mas sim de uma maneira gradual. Sendo assim, parâmetros obtidos a partir de medições pontuais (como os da tabela 4.10) não são necessariamente a melhor estimativa do estado médio do sistema.

O objetivo principal da calibração foi ajustar três componentes do ciclo hidrológico: umidade do solo, profundidade do lençol freático e vazão na saída da bacia Asu2, por esta ter uma série mais longa de medições.

Neste estudo foi feita uma análise de sensibilidade para determinar quais parâmetros influenciavam consideravelmente na resposta da micro-bacia, na vazão, e detectou-se que o modelo é bastante sensível às condutividades hidráulica saturada lateral ( $K_s$ ) e vertical ( $K_v$ ), e ao coeficiente de variação da

condutividade hidráulica lateral com a profundidade ( $f$ ). Estes parâmetros coincidem com os resultados dos trabalhos de Vanshaar e Lettenmaier (2001); e Thanapakwin et al. (2007). Estes autores também mostram que o modelo é sensível à espessura do solo. Neste trabalho a espessura do solo se manteve nos valores estimados para a área de estudo (40 – 50 m).

O processo de calibração inicia-se com a umidade do solo na área de platô (solo 4 e vegetação 1), continua com a área de vertente (solo 3 e vegetação 1), a seguir com a área de ecótono (solo 2 e vegetação 2), e finalmente com a área de baixio (solo 1 e vegetação 2). Foi primeiramente calibrado o  $K_v$ , seguido por  $K_s$  e por último,  $f$ , para ajustar a umidade do solo. A variável seguinte a ser ajustada foi o lençol freático, e os principais parâmetros de ajuste foram  $K_s$  e  $f$ , porque o lençol freático não foi sensível ao  $K_v$ . Contudo, constatou-se que era bastante sensível à capacidade de campo,  $\theta_c$ , entrando como mais um parâmetro a ser calibrado. Adicionalmente a espessura do solo foi dividida em mais uma camada (4 no total). Finalmente, a vazão foi calibrada, cujos parâmetros de ajuste foram os mesmos que para o lençol freático, com pequenos ajustes de outros parâmetros de solo e vegetação. A evapotranspiração foi verificada ao final da calibração.

A análise visual dos valores simulados e observados é uma ferramenta muito importante em qualquer processo de calibração (Wagner et al., 2004), contudo para calibrações de longos períodos de tempo é necessário avaliar quantitativamente o desempenho das diferentes simulações. Neste estudo, além da análise visual, os valores de vazão simulados e observados foram comparados utilizando o erro médio quadrático, RMSE, e a função inversa, IF. O erro médio quadrático avalia os desvios quadráticos entre os valores simulados e os observados, e é dado por:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Q'_i - Q_i)^2} \quad (4.4)$$

Pelo uso do quadrado dos resíduos, este medidor de desempenho do modelo enfatiza períodos com vazões máximas. Uma função inversa é usada para avaliar os períodos de vazões mínimas, dado pela expressão:

$$IF = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left( \frac{1}{Q'_i} - \frac{1}{Q_i} \right)^2} \quad (4.5)$$

A análise visual foi a ferramenta de ajuste do modelo usada para calibrar tanto a umidade do solo quanto o lençol freático, por terem uma baixa frequência (valores semanais e quinzenais).

Os novos parâmetros obtidos da calibração para o período nov/2002 - out/2004 da Asu2, são apresentados nas Tabelas 4.13 e 4.14.

Todas as variáveis foram validadas para o período nov/2004 – out/2005, exceto a vazão (devido a dados faltantes para o ano de 2005), estendendo-se a validação até out/2006.

Tabela 4.13 - Parâmetros finais da vegetação para a bacia Asu2.

Parâmetro	Tipos de vegetação							
	1				2			
$\eta_a$	0,65				0,65			
$r_{s\max}$	5000,0	2787,5			3600,0	2787,5		
$r_{s\min}$	285,7	285,7			185,7	185,7		
$\theta^*$	0,24	0,20			0,03	0,03		
K	4				4			
d	0,40	1,80	4,80	20,0	0,40	1,80	4,80	20,0
$f_{r0}$	0,60	0,10	0,25	0,05	0,70	0,25	0,05	0,00
LAI <sub>o</sub>	6,1 na estação úmida 7,3 na estação seca				5,8 na estação úmida 7,0 na estação seca			
LAI <sub>u</sub>	3,2				3,0			

Tabela 4.14 - Parâmetros finais do solo para a bacia Asu2.

Parâmetro	Tipos de Solo			
	1	2	3	4
$K_S$ ( $\times 10^{-4}$ )	2,488	2,294	0,618	0,946
f	5,5	0,72	0,022	0,010
K	4	4	4	4
$\phi$	0,34	0,32	0,50	0,62
	0,34	0,36	0,48	0,60
	0,56	0,43	0,48	0,60
	0,56	0,43	0,48	0,60
$\lambda$	0,78	0,75	0,54	0,35
	0,85	0,66	0,54	0,29
	0,28	0,58	0,52	0,28
	0,28	0,58	0,52	0,28
$\Psi_b$	0,52	0,56	0,88	0,80
	0,58	0,72	0,92	0,98
	1,02	0,74	0,98	1,05
	1,02	0,74	0,98	1,05
$\theta_r$	0,008	0,008	0,12	0,24
	0,022	0,12	0,16	0,32
	0,26	0,12	0,18	0,34
	0,26	0,12	0,18	0,34
$\theta_c$	0,012	0,014	0,24	0,34
	0,045	0,22	0,26	0,44
	0,32	0,22	0,28	0,46
	0,32	0,22	0,28	0,46
$\theta_{wp}$	0,008	0,01	0,16	0,26
	0,035	0,14	0,18	0,34
	0,260	0,14	0,20	0,34
	0,260	0,14	0,20	0,34
$K_V$ ( $\times 10^{-4}$ )	2,488	2,294	0,386	0,598
	2,364	0,670	0,0054	0,0160
	0,047	0,210	0,050	0,0018
	0,047	0,210	0,050	0,0018

Na Figura 4.28 são apresentados os resultados do ajuste do modelo para a umidade do solo (a linha vertical tracejada indica o fim do período de calibração e início da validação). A comparação foi feita para cada tipo de ambiente topográfico: platô, vertente e ecótono. Assim, foi usada a média das medições e comparada com a média das células de grade correspondentes aos pontos de sonda de nêutrons, para cada ambiente e para a mesma data e hora das observações (semanal). O modelo mostrou-se muito sensível na primeira camada (0 – 0,40 m), principalmente nas áreas de platô e vertente, respondendo rapidamente aos períodos secos e chuvosos, subestimando o teor de umidade na vertente, e em alguns períodos no platô. O modelo também subestimou o teor de umidade nos períodos secos e superestimou nos úmidos

para a terceira camada (1,80 – 4,80 m) do platô. Na segunda camada (0,40 – 1,80 m) a umidade foi superestimada nos períodos úmidos, e o contrario aconteceu na segunda camada do ecótono, onde a umidade foi subestimada nas estações secas. Contudo o modelo conseguiu capturar a variabilidade sazonal e intra-anual nos diversos ambientes do terreno.

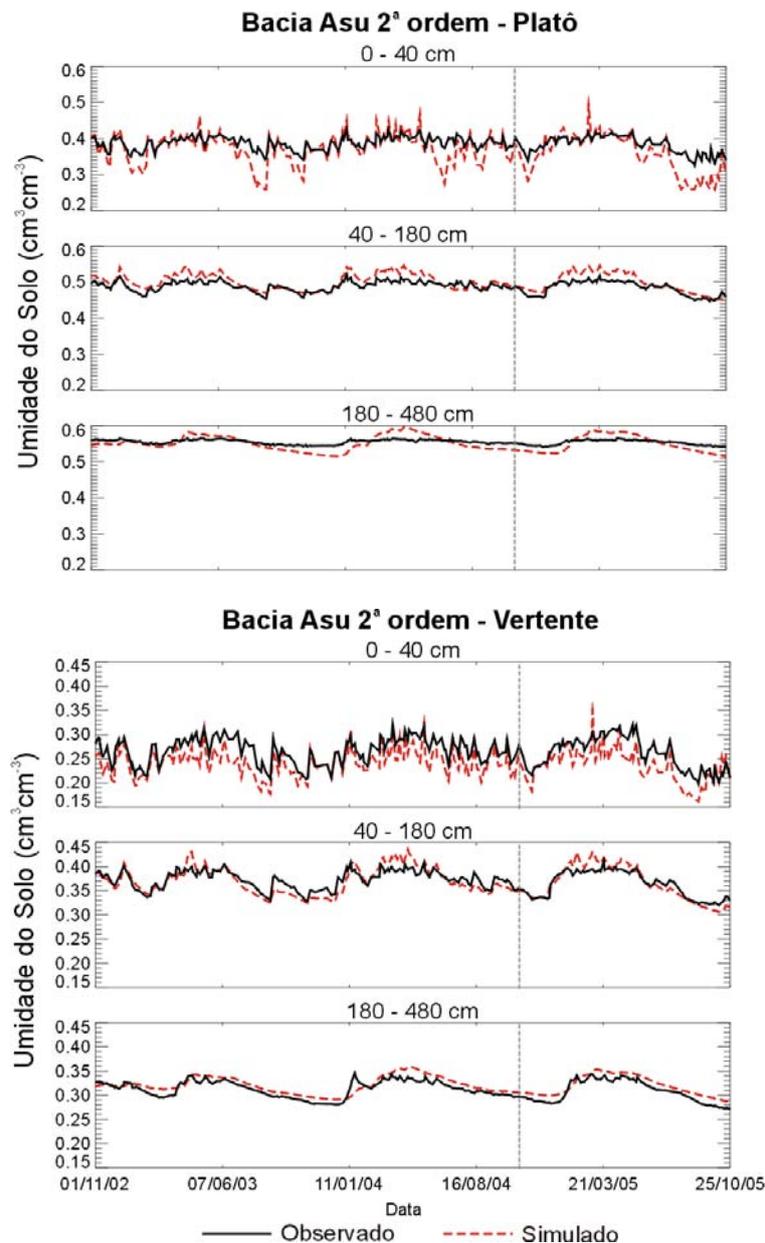


Figura 4.28 - Umidade do solo simulada e observada para a bacia Asu2, para o período de calibração (nov/2002 – out/2004) e validação (nov/2004 – out/2005). (Continua)

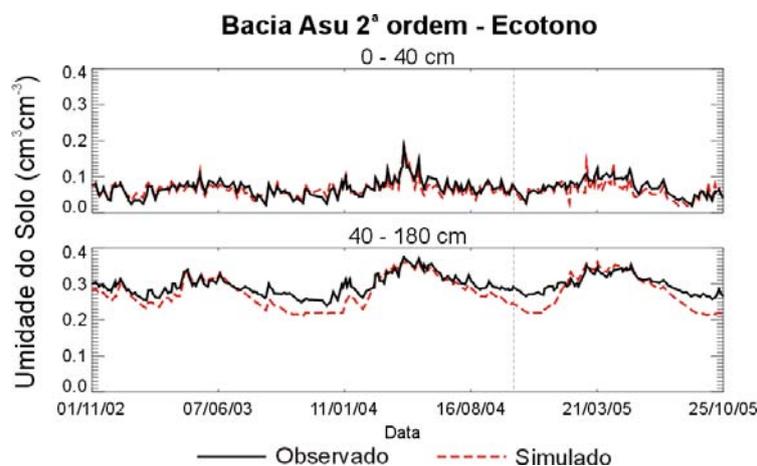


Figura 4.28 - Conclusão.

O lençol freático foi avaliado em três pontos no platô, quatro no ecótono e dois no baixio (Figura 4.29). Do mesmo modo que para a umidade do solo, foram estimados os valores médios das medições e comparados com os valores médios das células de grade correspondentes aos pontos dos piezômetros. O modelo conseguiu simular a variabilidade média do lençol freático nas áreas de baixio e ecótono. Na área de ecótono a profundidade simulada do lençol foi maior que a observada nas estações secas, mas nas estações úmidas as simulações foram similares às observações. No baixio os valores simulados foram menores que os observados, o que pode ser devido à discrepância quanto a resolução espacial. O ponto de observação está localizado a 1 m da margem esquerda do igarapé, na seção 2, o qual varia conforme o nível d'água no do rio, enquanto que o simulado é um valor para uma área de 30 x 30 m. Além disto, as medições mostram pontos acima da superfície, representando as enchentes. Segundo a formulação do DHSVM, quando o lençol freático atinge a superfície, o excesso de água é transformado em escoamento superficial e transferido para o canal, ou re-infiltrado em outra célula de grade, portanto esses pontos vão ser iguais a zero na simulação.

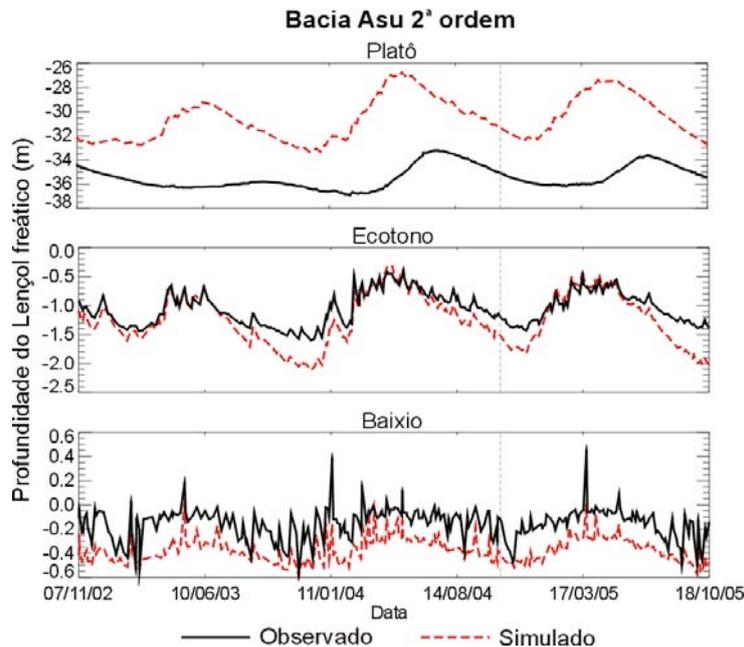


Figura 4.29 - Profundidade do lençol freático observado e simulado, para o período de calibração (nov/2002 – out/2004) e validação (nov/2004 – out/2005).

Comparou-se a variação acumulada do armazenamento total da bacia ( $S$  não saturado +  $S$  saturado). Para minimizar erros sistemáticos e os efeitos das condições iniciais (Tomasella et al., 2007) as variações no armazenamento foram fixadas em zero no dia 31/10/2003 (fim da estação seca e início da estação chuvosa). As variações acumuladas foram calculadas retroativamente antes dessa data e prospectivamente a partir da mesma. O resultado é apresentado na Figura 4.30, mostrando como os valores simulados e observados estão bastante próximos, com diferenças maiores no início do período analisado, onde o valor simulado foi menor que o observado. Além disto, tem-se uma zona intermediária entre a profundidade máxima das observações de umidade do solo e o monitoramento do lençol freático para o qual não temos informação, portanto não sabemos como é o comportamento da umidade do solo nesta zona que também possa contribuir para minimizar as diferenças no armazenamento total.

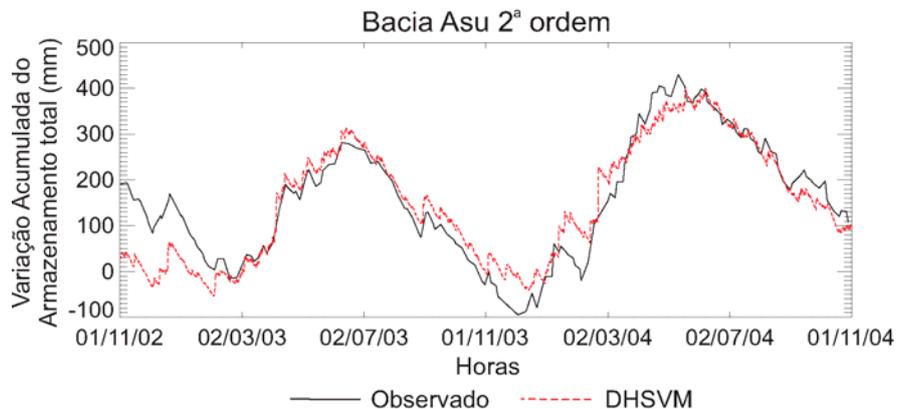


Figura 4.30 - Variação acumulada do armazenamento total (não saturado + saturado) simulada e observada, bacia Asu2.

Finalmente, o ajuste da vazão deu-se pela avaliação do RMSE e IF (Equações 4.4 e 4.5) para cada rodada do modelo, e a calibração foi concluída após obter o valor mínimo do RMSE (0,22) e do IF (2,30). A vazão simulada capturou a variação temporal da observada (Figura 4.31), porém não consegue representar as vazões máximas, principalmente nas estações chuvosas (nov - mai), subestimando consideravelmente os valores, enquanto que o fluxo base é superestimado (Figura 4.31b). Já nas estações secas tanto o fluxo base quanto as vazões máximas são subestimados. Observou-se que no início da estação úmida nov/2004 – dec/2005 as vazões mínimas observadas foram maiores que as vazões simuladas, contrário ao observado nas outras estações úmidas, o que pode ser devido a problemas no equipamento de medição “starflow” anterior à data de corte dos dados.

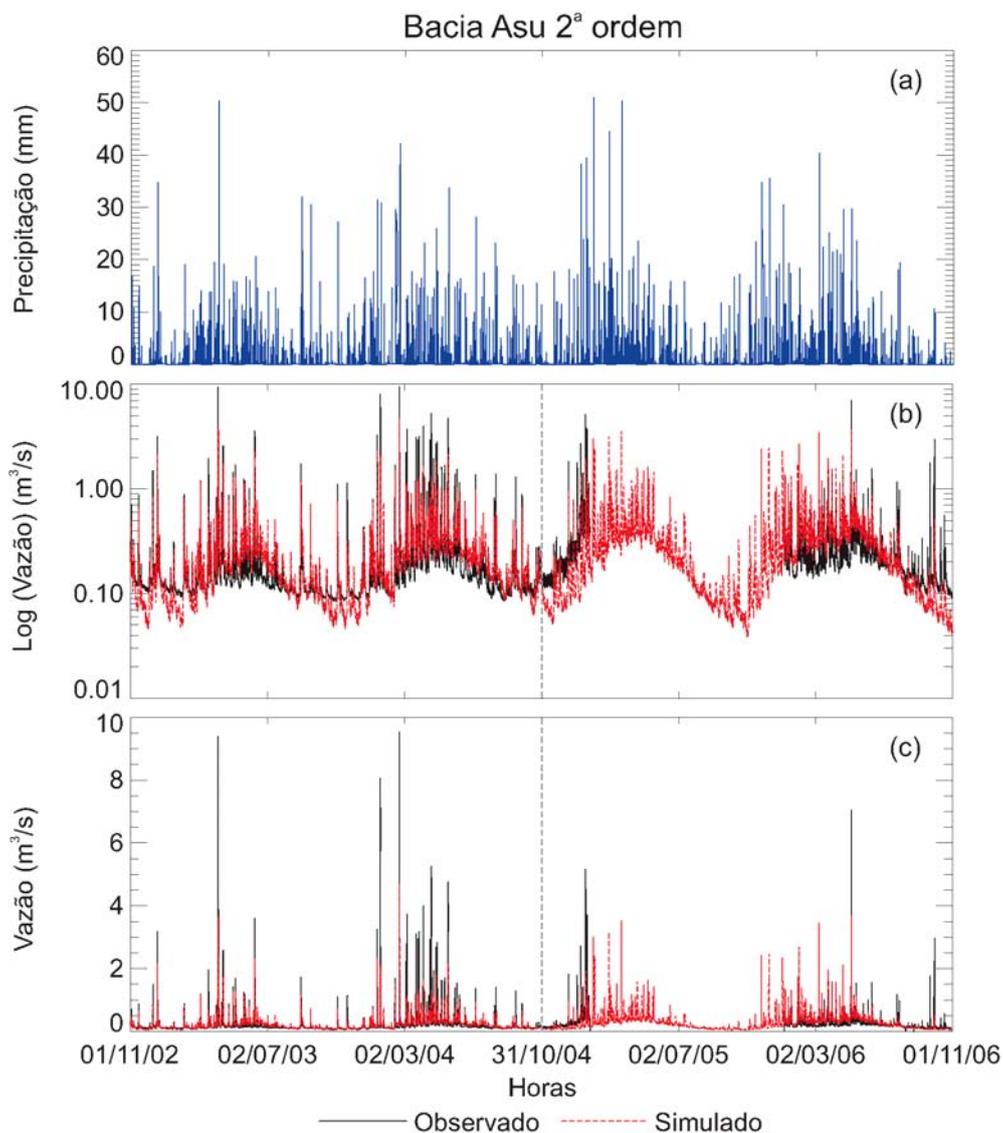


Figura 4.31 - Precipitação média para a bacia e os hidrogramas observado e simulado.

Agregou-se a vazão ao nível diário para o período de calibração (Figura 4.32) observando-se um melhor ajuste do modelo, principalmente nas vazões mínimas simuladas as quais estão bastante próximas às observadas. Isto corrobora-se pelo resultado apresentado na Figura 4.33, com o escoamento (mm) diário acumulado simulado (2092,4 mm) sendo quase igual ao observado (2097,3 mm), para o período de calibração. Incluindo o período de validação o escoamento acumulado observado igual a 3524,7 mm e o simulado 3471,0 mm.

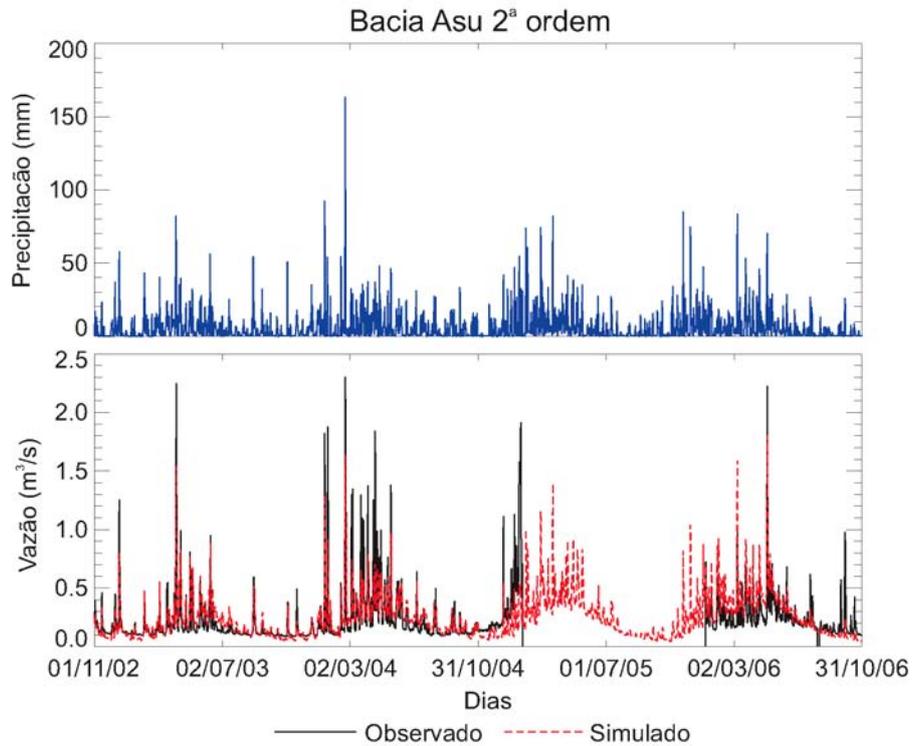


Figura 4.32 - Precipitação diária média para a bacia e a vazão diária observada e simulada.

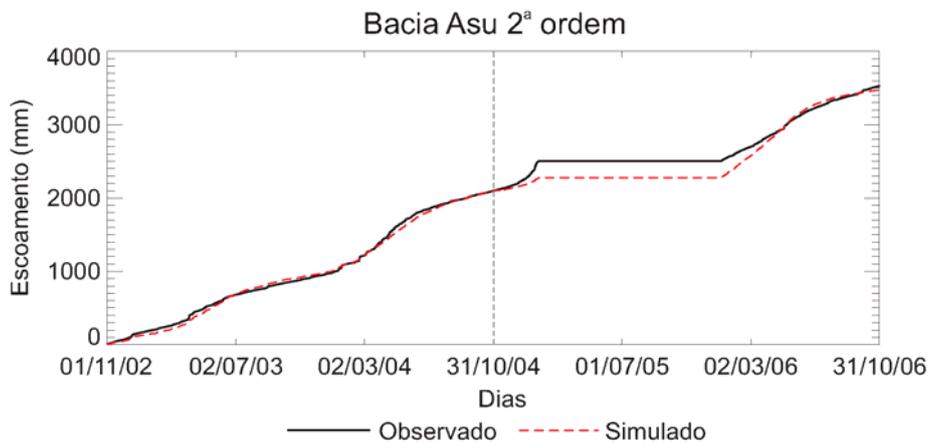


Figura 4.33 - Escoamento diário acumulado observado e simulado na bacia Asu2.

Após a conclusão da calibração do DHSVM, com o ajuste da vazão, foi verificada a evapotranspiração (média para Asu2). A série simulada pelo modelo foi similar à evapotranspiração de referência,  $E_{ref}$  (Figura 4.34). Observa-se que os valores médios horários permaneceram relativamente

constantes durante o período de análise (calibração e validação do modelo), com alguns valores simulados maiores que os valores de  $E_{ref}$ . Isso se reflete no valor acumulado, com evapotranspiração total de referência igual a 2154,8 mm e simulada igual a 2506,8 mm, para o período de calibração, e 1223,1 mm e 1066,1 mm, observada e simulada, respectivamente, para o período de validação.

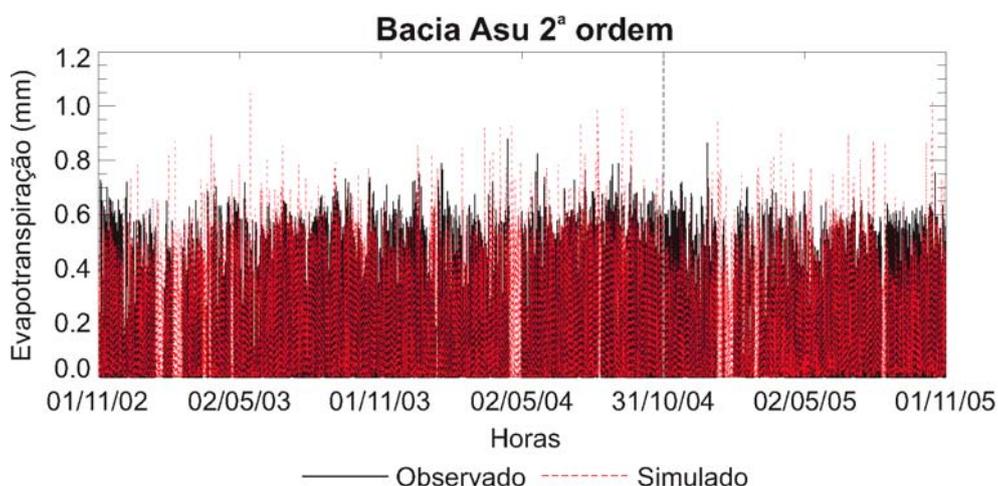


Figura 4.34 - Evapotranspiração horária observada e simulada para o período de calibração (nov/2002 – out/2004) e validação (nov/2004 – out/2005)

#### 4.3.4 Modelagem hidrológica para as bacias de primeira e terceira ordem

O DHSVM foi calibrado e validado para a bacia Asu2. Para verificar a robustez do modelo, este foi aplicado nas bacias Asu1 e Asu3, usando o mesmo conjunto de parâmetros obtidos para Asu2, dado que os solos, vegetação e geomorfologia são os mesmos nas três bacias aninhadas. Os resultados são apresentados nas Figuras 4.35 a 4.37. Observou-se que o DHSVM continua apresentando dificuldades para representar as vazões máximas (Figura 4.35). Na bacia Asu3 a maioria das vazões máximas simuladas foram menores que as observadas, isto pode ser devido às incertezas na curva chave. Os valores máximos foram obtidos da extrapolação da curva chave (H vs Q), construída para vazões menores. Já na bacia Asu1 os máximos sempre foram

subestimados. Também se observou que o comportamento das vazões mínimas simuladas em Asu3 foi similar ao da Asu2, mas em Asu1 os valores mínimos foram subestimados o tempo todo. Isto pode verificar-se na Figura 4.36, onde o escoamento simulado diário acumulado foi maior que o observado para Asu3, e para Asu1 foi muito menor que o observado, com uma diferença de 825,2 mm.

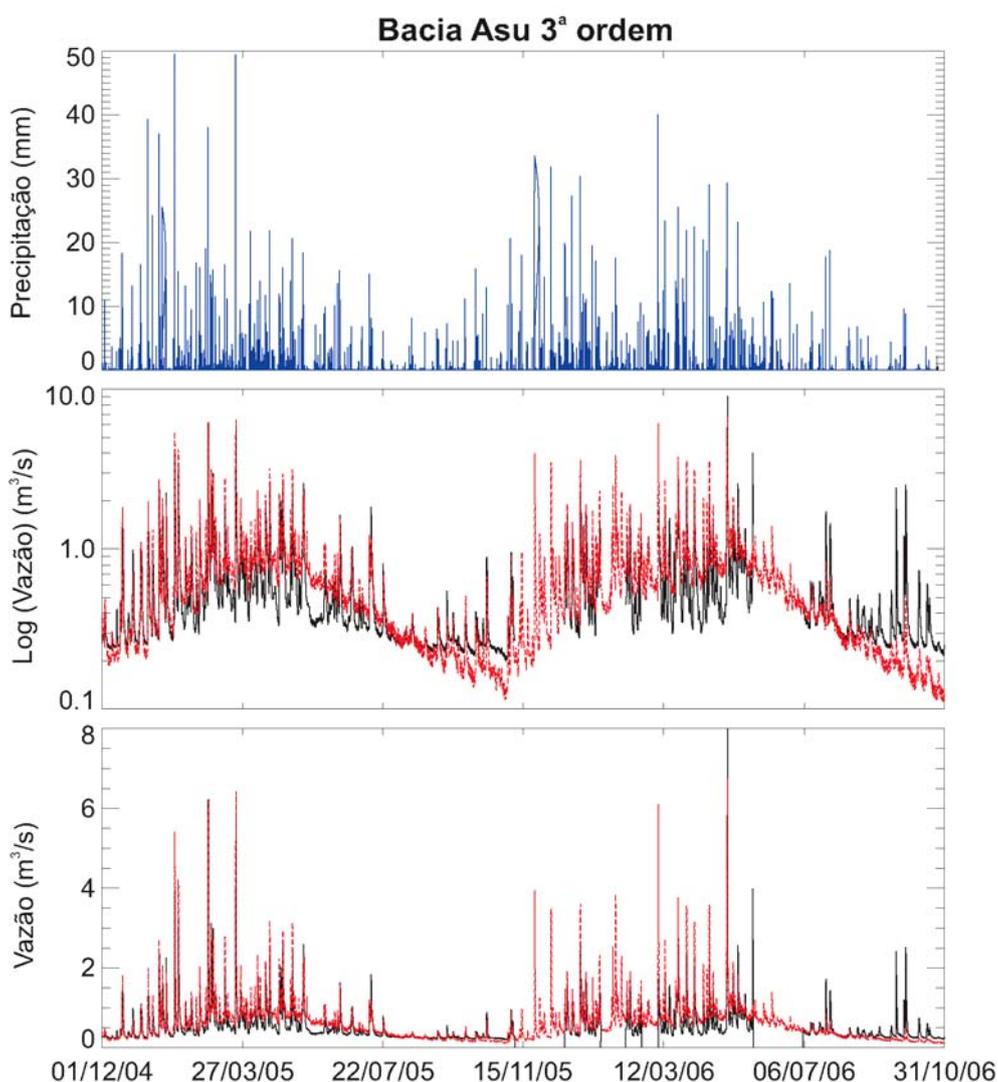


Figura 4.35 - Precipitação média para as micro-bacias Asu3 e Asu1 e os hidrogramas observado e simulado. (Continua)

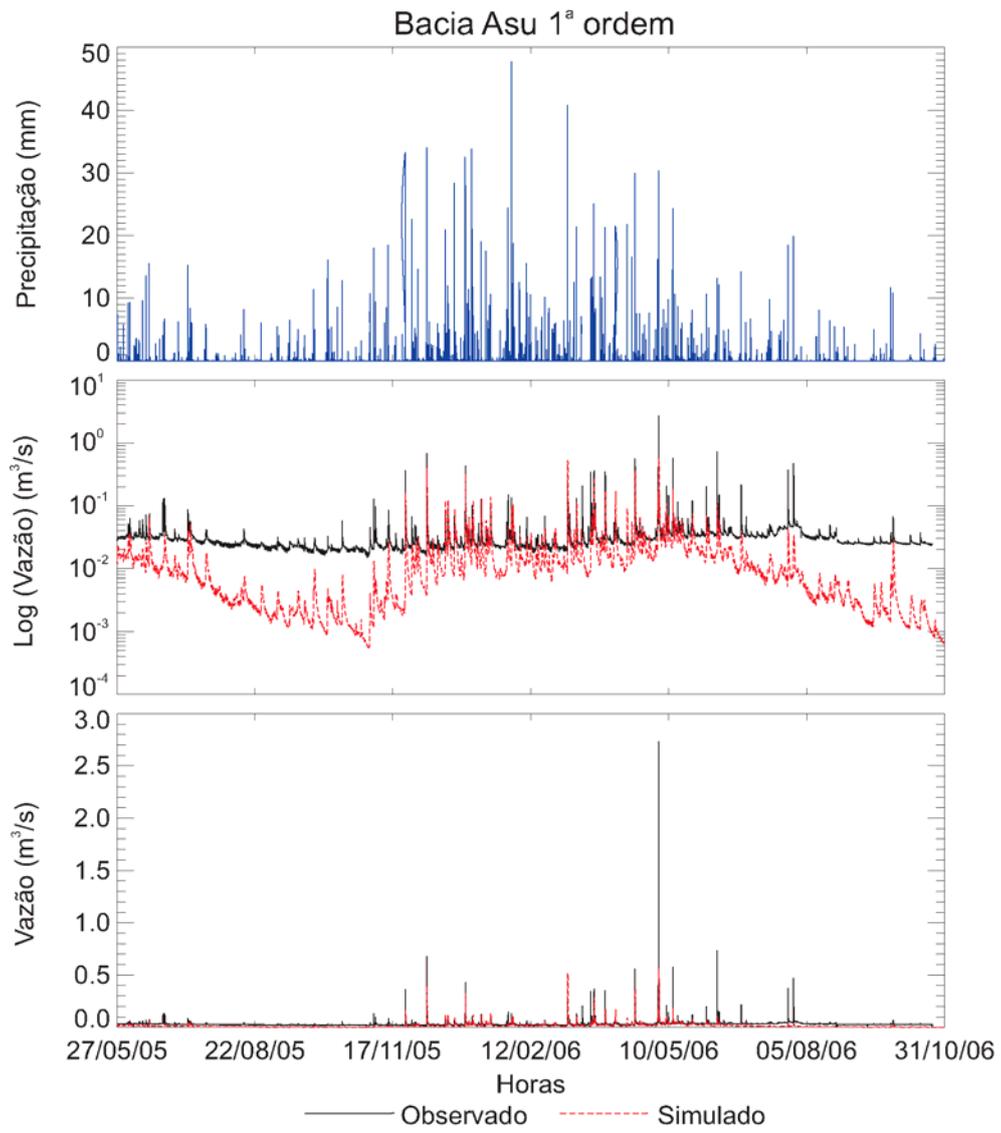


Figura 4.35 - Conclusão

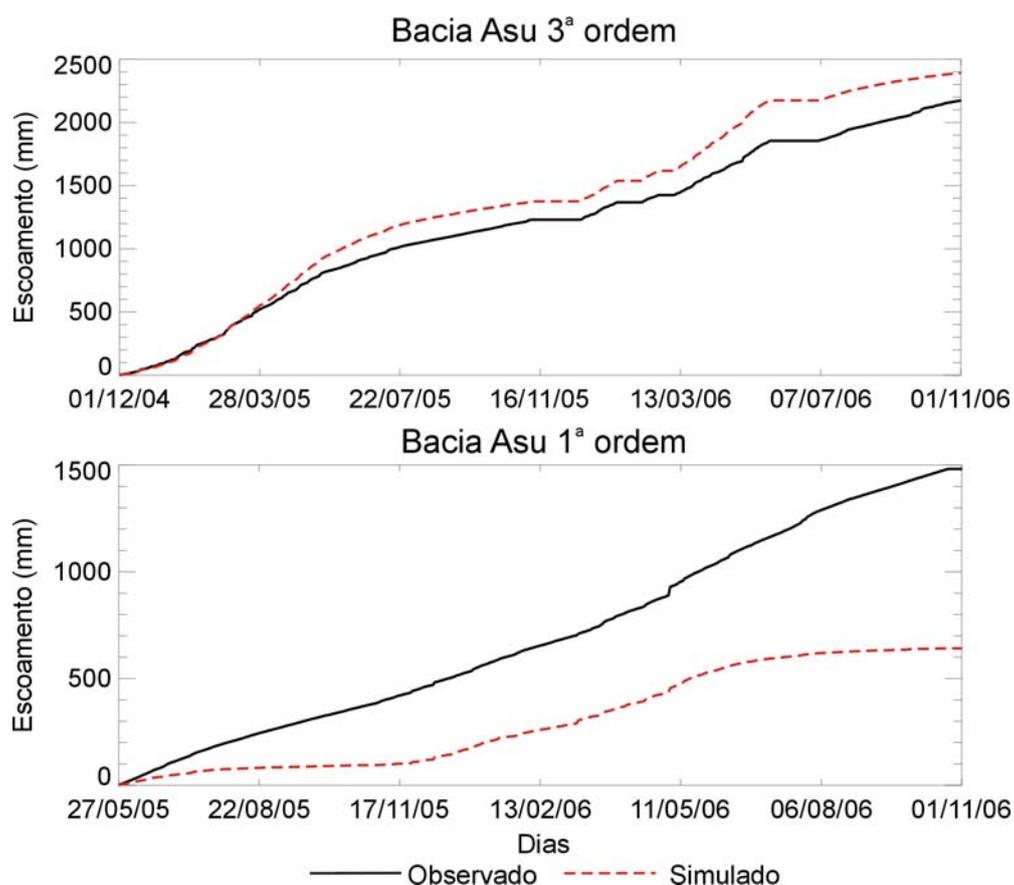


Figura 4.36 - Escoamento diário acumulado observado e simulado para as micro-bacias Asu3 e Asu1.

A evapotranspiração simulada para ambas as bacias também apresentou diferenças com relação à observada (Figura 4.37), ainda que não tenha apresentado grande variabilidade no período estudado, com alguns períodos nos quais a evapotranspiração foi subestimada, e outros onde foi superestimada. Contudo, a evapotranspiração total simulada foi maior que a observada para ambas as bacias (Tabela 4.15). Tudo isto gera um forte impacto no balanço hídrico como se observa nos resultados mostrados na Tabela 4.15, onde a variação no armazenamento simulado foi bastante diferente do observado, com diferenças de 460,52 mm (déficit) para a Asu3 e de 478,20 mm (excedente) para a Asu1.

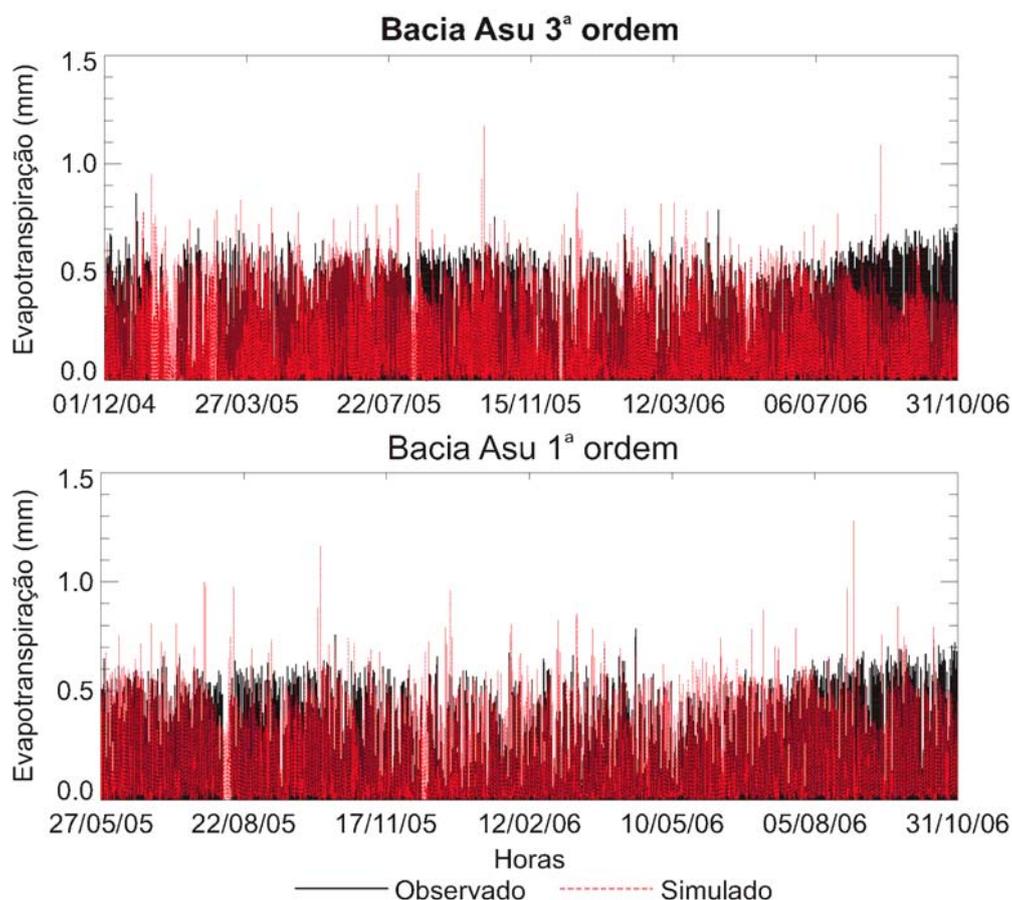


Figura 4.37 - Evapotranspiração horária observada e simulada para as bacias de 3ª e 1ª ordem.

Tabela 4.15 - Balanço observado e simulado, em mm, nas bacias de 3ª e 1ª ordem para período de estudo.

Bacia	3ª O.		1ª O.	
	Dez/2004 – out/2006		Mai/2005 – out/2006	
Período	Observado	DHSVM	Observado	DHSVM
Precipitação	3291,00		2845,20	
Evapotranspiração	1714,82	1954,26	1543,30	1890,25
Escoamento	2001,30	2222,38	1449,41	624,26
$\Delta$ Armazenamento	-425,12	-885,64	-147,51	330,69

#### 4.3.5 Discussão

Em geral, o DHSVM teve um desempenho satisfatório, se considerado que o modelo, desenvolvido para zonas temperadas e montanhosas, nunca tinha sido implementado para solos com espessura maior a 10 m. Além disto, foram

ajustadas várias componentes do ciclo hidrológico, tarefa ainda mais complexa dada a não linearidade dos processos envolvidos. Isso se constatou nas calibrações preliminares, durante o processo de análise de sensibilidade, nas quais um ajuste satisfatório da vazão (RMSE = 0,25 e IF = 4,14) não significou um bom ajuste das outras variáveis como, por exemplo, a umidade do solo e a profundidade do lençol freático (Figura 4.38). Na área de platô a umidade do solo simulada foi subestimada na segunda (0,40 – 1,40 cm) e terceira camada (1,40 – 4,80 cm), e nas áreas de vertente e ecótono foi superestimada em todo o perfil do solo. O lençol freático simulado também não se ajustou, principalmente no ecótono, onde durante as estações úmidas este esteve sempre na superfície do solo. Isto mostra as limitações na utilização de modelos hidrológicos distribuídos quando a informação disponível para sua calibração é escassa. Ao limitar-se somente à análise da interação chuva-vazão pode-se gerar valores irrealistas de outros componentes do ciclo hidrológico. Tais erros de simulações podem ter fortes implicações quando o modelo for usado para prever os efeitos das mudanças nos usos da terra, por exemplo.

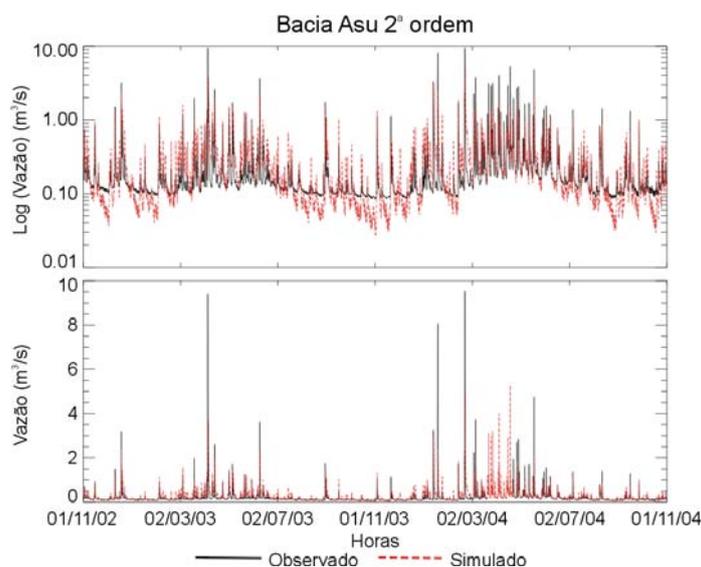


Figura 4.38 - Vazão, umidade do solo e profundidade do lençol freático observado e simulado, para uma das possíveis soluções de ajuste da vazão do DHSVM. (Continua).

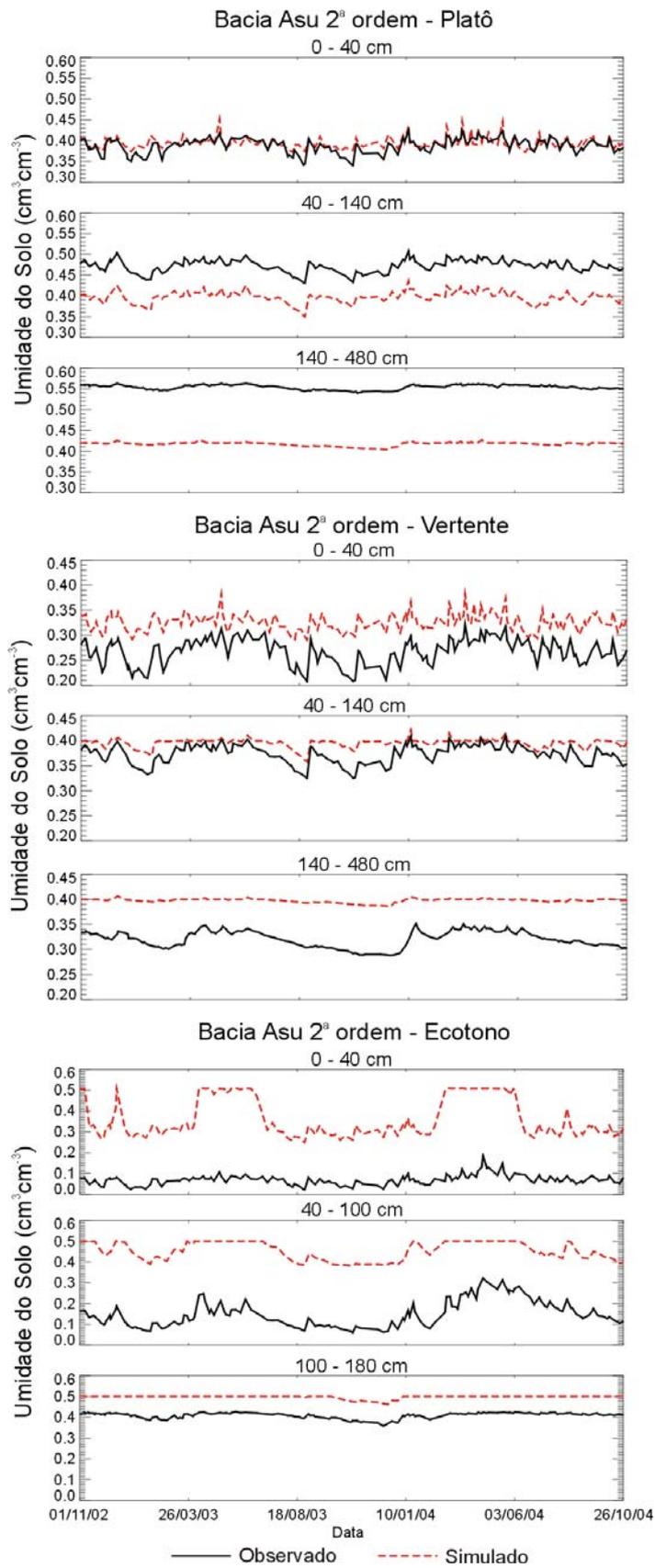


Figura 4.38. (Continua).

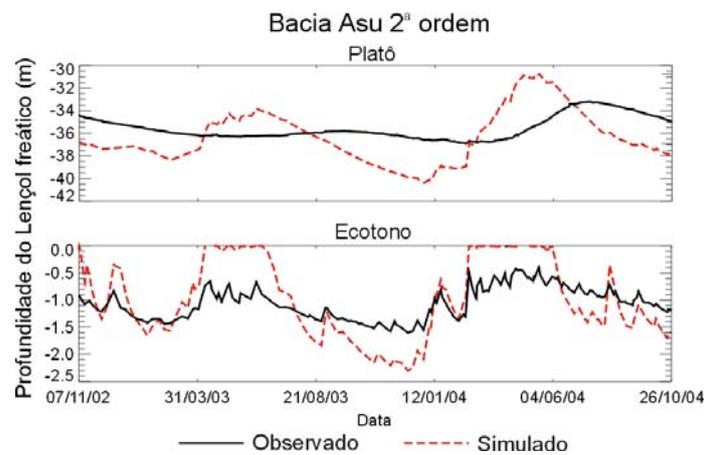


Figura 4.38. Conclusão.

O DHSVM é um modelo distribuído que depende principalmente da topografia. A resolução espacial dos dados topográficos na área de estudo pode introduzir erros que se refletem no resultado final, influenciando principalmente nas simulações de profundidade do lençol freático nas áreas de baixio e platô e, conseqüentemente, na vazão. Além disto, na área de platô os valores máximos e mínimos simulados estão defasados com relação aos observados por um período de 3 meses de antecedência (Figura 4.29). Também não foi possível atingir a profundidade máxima do lençol, quando ajustadas a umidade do solo e a vazão. No entanto o resultado foi melhor do que o esperado, dado o valor de espessura do solo (aproximadamente 50 m). Há vários fatores que contribuem para um desempenho relativamente insuficiente do DSVM no caso do lençol freático do platô:

- O número de camadas usadas neste estudo (4 camadas). Conseqüentemente, as áreas de platô devem ser representadas por uma única camada de grande espessura, que se estende desde 4,8 m até 50,0 m. Como o caminho percorrido pela drenagem profunda é de mais de 30 m de espessura, o pulso de recarga ao aquífero sofre forte atenuação o que não pode ser adequadamente representado em uma única camada de solo. Isto explica porque o nível do aquífero simulado pelo modelo apresenta picos mais acentuados, bem como antecipados em relação às observações.

- Às próprias deficiências do cálculo do nível do lençol nas aproximações adotadas pelo DHSVM, que supõe que o lençol freático local é uma proporção do armazenamento na coluna de solo correspondente.
- A impossibilidade de representar o aquífero regional que tem grande relevância em função da enorme espessura da formação Alter do Chão. Este sistema geo-hidrológico contribui em uma escala maior para os principais tributários da região de ordem superior às bacias analisadas. Uma nova versão do DHSVM inclui um módulo para simulação de aquíferos regionais, e está sendo implementada no CPTEC/INPE.
- A suposição de que a condutividade hidráulica saturada decresce exponencialmente com a profundidade não é válida para a formação Alter do Chão: apesar desta suposição ser válida para os primeiros metros no perfil do solo (pedoturbações de origem biológica aumentam muito a macro porosidade através de dutos e canais junto à superfície), a tendência é a de manter um valor uniforme com a profundidade, pois a espessura do aquífero regional pode chegar a 100 m (Ranzani, 1980).

Por outro lado, estas limitações na simulação do lençol freático na bacia Asu2, também se observam nas áreas de baixio, onde o lençol freático simulado encontra-se entre 30 e 40 cm mais profundo do que aquele observado, influenciando decisivamente nos resultados: isto se relaciona com o fato das bacias de primeira ordem estarem dominadas pelo escoamento base (Franken e Leopoldo, 1984; Franken e Leopoldo, 1987; Lesack, 1993; Hodnett et al., em preparação) que torna a simulação do sistema aquífero fundamental para se obter ajustes satisfatórios na vazão. Esta representação da água subterrânea e seus movimentos, portanto, deve também ser potencialmente importante para os esquemas de superfície, SVAT. Para um terreno plano pouco heterogêneo, esses modelos apresentam um bom desempenho no que se refere aos fluxos verticais de água e calor. Mas por negligenciar a redistribuição lateral da água no solo e seu efeito no sistema subterrâneo (Seuffert et al., 2002) estes esquemas apresentam deficiências na simulação dos processos hidrológicos de superfície, especialmente para terrenos complexos. Conseqüentemente, os efeitos da água subterrânea, tanto nas flutuações de umidade em zonas

saturadas e principalmente nas zonas não saturadas (dessorção), devem produzir efeitos não desprezíveis na dinâmica vertical de transferências com a atmosfera mediadas pela vegetação. Além disso, o efeito do lençol freático em escalas sazonais, devido a grande memória hidrológica do sistema, cria incertezas enquanto ao fechamento do balanço em modelos atmosféricos de larga escala (Marengo, 2005; Tomasella et al. 2007).

O DHSVM, com seu módulo simplificado de interceptação, não capturou adequadamente a variabilidade da interceptação observada nos dois anos de estudo, estimando valores de 16,41% e 15,18% para o período nov/2002 – out/2003 e nov/2003 – out/2004. Portanto, torna-se muito relevante o fato do modelo de Gash ter capturado bem estas variações observadas na interceptação, decorrentes das flutuações climáticas. Esta sua primeira validação para contrastantes dinâmicas de precipitação tropical reforça sua competência como sub-modelo para fornecer fluxos de entrada para modelos hidrológicos, qualificando-o assim como candidato para uma futura substituição, dentro do sub-modelo de evapotranspiração do DHSVM, do módulo simplificado de interceptação.

Apesar das limitações assinaladas, o modelo DHSVM conseguiu simular a umidade do solo e o lençol freático de maneira pontual, e pode-se assumir que as distribuições espaciais das variáveis produzidas pelo modelo representam bem a realidade. Na Figura 4.39 se apresentam os mapas distribuídos de algumas variáveis para dois eventos de chuva (4 horas antes, durante e 4 horas depois do evento), em estações diferentes (Figura 4.39a: estação úmida e Figura 4.39b: estação seca), com eventos de precipitação total igual a 45,8 e 49,6 mm e duração igual a 1,08 e 1,83 h, nas estações úmida e seca, respectivamente. Na Figura 4.39a, nos mapas para o evento na estação úmida, observa-se como a precipitação é maior no sudoeste da bacia, refletindo os valores registrados em cada pluviômetro. Para este evento funcionavam apenas 2 dos 4 pluviômetros usados na interpolação da chuva, com o maior valor de precipitação sendo registrado no pluviômetro da torre K34, e não havendo dados do pluviômetro T2, ao sudeste da bacia, onde se observam os menores valores de precipitação. A interceptação deu-se desde o início da

precipitação e continuava 4 horas depois de finalizado o evento, concordando com as observações nas quais o tempo médio para o dossel secar depois de finalizada a chuva é de 6 horas. Já a transpiração foi quase zero antes, durante e após o evento, assim a evapotranspiração total foi quase igual à interceptação. Observa-se como na primeira camada (0 – 0,40 m) aumentou o teor de umidade gradativamente até o fim do evento, e se manteve nas mesmas condições 4 horas após o evento. Isto se reflete na camada seguinte (0,40 – 1,80 m) na qual o teor de umidade permaneceu quase constante no período analisado, e o mesmo aconteceu com o lençol freático. Nos mapas para o evento na estação seca (Figura 4,39b), observa-se que a precipitação é maior na região nordeste da bacia, de acordo com os dados registrados nos pluviômetros, onde o valor máximo de precipitação foi registrado no pluviômetro T1 (nordeste). Neste caso, o evento aconteceu no período da noite, portanto a interceptação e transpiração, e conseqüentemente a evapotranspiração total, foram zero durante e após o evento. A umidade do solo nas duas camadas analisadas, 4 horas antes do evento, foi menor que no evento da estação úmida, o que concorda com as condições do solo nas diferentes estações. Durante este evento a umidade do solo na primeira camada aumentou gradativamente, atingindo valores maiores que aqueles observados no evento da estação úmida, embora na segunda camada o teor de umidade tenha sido menor. Contudo, 4 horas após o evento observou-se um aumento na umidade do solo na segunda camada, principalmente na região nordeste. Finalmente, o lençol freático tampouco variou durante o período analisado, já que os mapas não são diferentes dos analisados no evento da estação úmida. Isto pode ser devido ao intervalo dos valores, pois só alguns pontos de grade apresentam o valor máximo de 42 m, fazendo com que diferenças de poucos centímetros até alguns metros não sejam perceptíveis nos mapas.

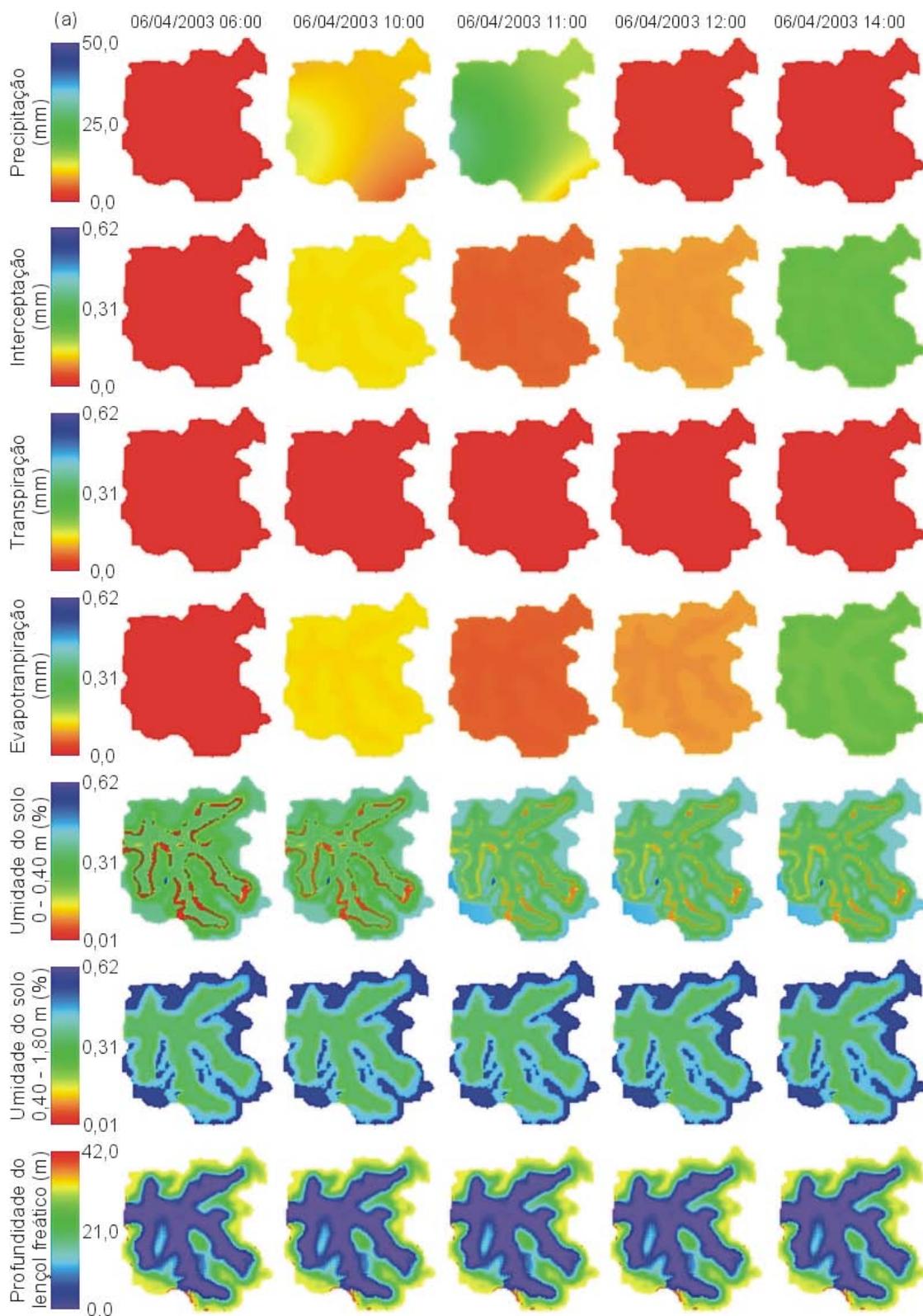


Figura 4.39 - Mapas distribuídos de precipitação, interceptação, transpiração, evapotranspiração total, umidade do solo para as duas primeiras camadas e profundidade do lençol freático. (Continua).

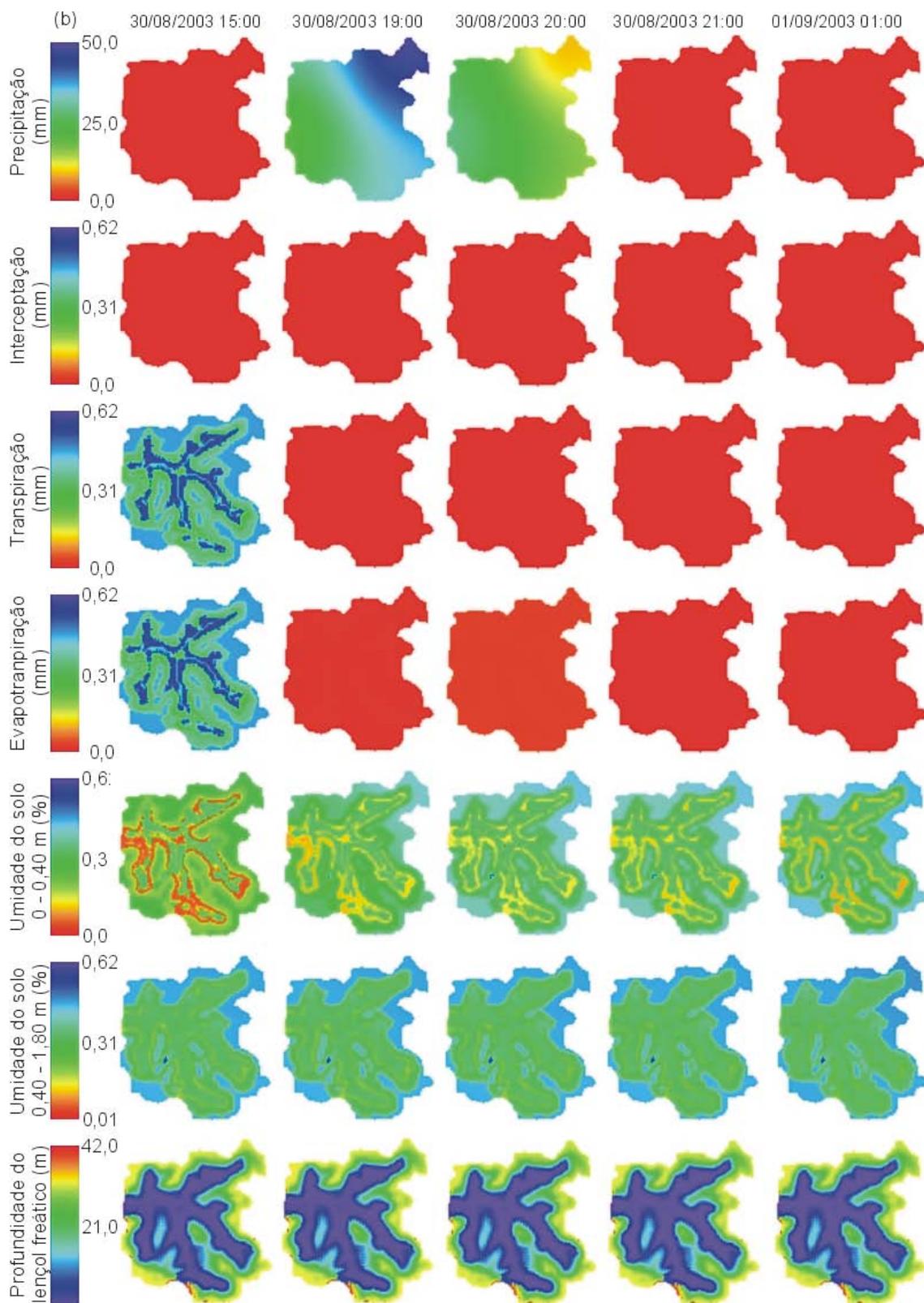


Figura 4.39 – Conclusão.

Comumente, a escassez espacial de dados de precipitação exige extrapolações, não verificadas, para diversas escalas, como se a precipitação fosse uniformemente distribuída. Os resultados aqui mostrados indicam que a variabilidade espacial da precipitação precisa ser melhor representada. Portanto, já que a distribuição espacial da precipitação se reflete fortemente na distribuição da umidade do solo (o que produz um efeito em cascata para as demais variáveis – evapotranspiração, etc.), faz-se necessário mapas de precipitação mais acurados. Segundo Entekhabi et al. (1996) e Crow et al. (2005), uma apropriada representação espacial da precipitação, da topografia, da vegetação e dos solos (textura) é a chave para uma previsão confiável da variabilidade espacial da umidade do solo. Neste trabalho os bons resultados das simulações da umidade do solo podem ser atribuídos a mapas acurados de solos e vegetação, gerados através do conhecimento fisiográfico da região e da topografia, cujos distintos ambientes foram quantitativamente revelados pelo descritor de terreno HAND. Além disso, a precipitação medida em escala fina pelos 5 pluviômetros do sistema ofereceu uma resolução espacial compatível. Portanto, além das melhorias necessárias na representação do sistema subterrâneo nos SVAT, é fundamental uma representação acurada dos solos, da vegetação e da precipitação.

De modo inverso, este exercício de modelagem com o DHSVM mostrou que havendo um conhecimento fisiográfico quantitativo detalhado da topografia (Rennó et al, 2008, Nobre et al, em preparação), não é necessário ter uma rede densa e espalhada para o monitoramento da umidade do solo e do lençol freático, como diversos estudos sugerem (Crow et al., 2005; Entekhabi et al., 1996; Vereecken et al, 2007). A série da variação do armazenamento total observada (Figura 4.30) foi obtida das medições do transecto hidrológico representativo de todos os ambientes da micro-bacia Asu, e os resultados agregados do DHSVM foram muito próximos dos observados. Assim, podem ser monitorados pontos que representem cada tipo de ambiente, otimizando os recursos necessários para este tipo de medições. Estes princípios são válidos, evidentemente, para regiões hidrológicamente homogêneas.

Os resultados positivos da modelagem utilizando o DHSVM na micro-bacia Asu abrem perspectivas para um grande numero de aplicações, além da própria hidrologia de superfície já vista e do acoplamento com a atmosfera, que será discutido na seção de análises de escala. Uma grande variedade de modelos biogeoquímicos, biogeográficos, ecológicos ou suas versões combinadas, como por exemplo Century (Parton et al, 1988), TEM (Melillo et al, 1993), CASA (Potter et al., 1993); Biome-BGC (White et al 1997), IBIS (Foley et al, 1996); PnET-N-DNDC (Kiese et al, 2005), entre outros, poderiam beneficiar-se de uma acurada representação dinâmica da água no solo, viabilizando sua aplicação em larga escala e com finas resoluções para florestas tropicais como a deste estudo.

#### 4.4. Modelagem hidrológica concentrada e análise de escala

O PDM requer sete parâmetros, descritos na Tabela 4.16. Os valores de  $c_{max}$  e  $c_{min}$  obtiveram-se dos dados da sonda de nêutrons, sendo  $c_{max}$  o valor máximo observado na área de platô e  $c_{min}$  o valor mínimo observado na área de ecótono. O valor de  $m$  foi o mesmo usado por Moore (2007). Os outros parâmetros foram ajustados no processo de calibração.

Tabela 4.16 - Parâmetros para o PDM.

Parâmetros	Descrição	Unidade
$C_{max}$	Capacidade de armazenamento máxima do solo.	mm
$C_{min}$	Capacidade de armazenamento mínima do solo.	mm
$b$	Parâmetro da função de distribuição de potência.	
$k_d$	Constante de recessão para a drenagem sub-superficial.	h/mm
$k_g$	Constante de tempo da recarga da água subterrânea.	h/mm <sup>m-1</sup>
$m$	Expoente da função de recarga da água subterrânea.	
$k_1$ e $k_2$	Constantes de tempo para o transporte hidrológico.	h

Do mesmo modo que para o DHSVM, a calibração do PDM foi realizada inicialmente para a micro-bacia Asu2, para o período de nov/2002 – out/2004, e

validado para nov/2004 – out/2006. O modelo foi implementado na linguagem de programação IDL (the Interactive Data Language). A calibração do modelo deu-se pela avaliação do RMSE e IF (Equações 4.4 e 4.5), cujos valores mínimos foram 0,21 e 1,76, respectivamente. Os parâmetros obtidos para Asu2 são apresentados na Tabela 4.17.

Tabela 4.17 - Parâmetros do PDM para a bacia Asu2.

<b>Parâmetros</b>	<b>Valor</b>
$C_{max}$	2703,3
$C_{min}$	58,0
$b$	1,62
$k_d$	0,000188
$k_g$	0,066
$m$	3,0
$k_1$	3,25
$k_2$	7,50

O PDM, como o DHSVM, capturou a variação temporal das vazões observadas (Figura 4.40), sendo que os valores de vazão mínima simulados foram similares aos observados. No entanto, do mesmo modo que o DHSVM, o PDM teve problemas para simular as vazões máximas, principalmente nas estações úmidas. Contudo, o escoamento diário acumulado simulado pelo PDM é similar ao observado com valores iguais a 3724,26 e 3524,69 mm, respectivamente (Figura 4.41).

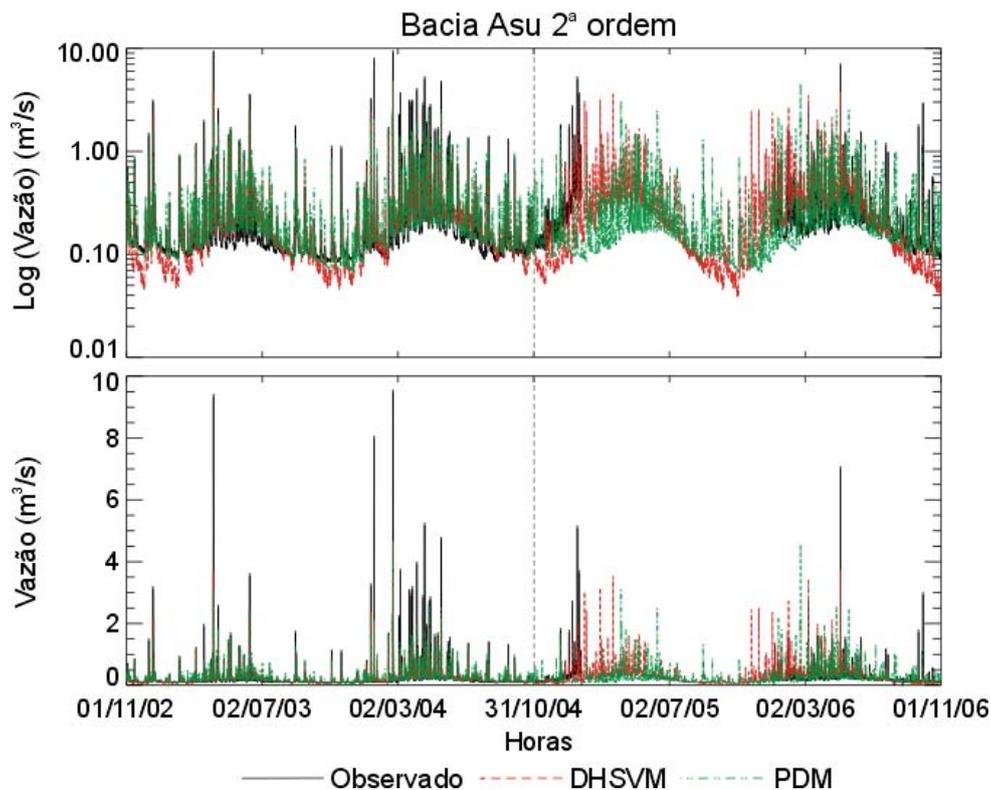


Figura 4.40 - Vazões observada e simulada com os modelos DHSVM e PDM, para os períodos de calibração (nov/2002 – out/2004) e validação (nov/2004 – out/2006).

A variação acumulada do armazenamento de água no solo obtida pelo PDM está bastante próxima do observado (Figura 4.42), com maiores diferenças nas estações úmidas. A evapotranspiração estimada pelo modelo PDM apresentou uma forte variabilidade temporal (Figura 4.43), acompanhando claramente a variação no armazenamento de água no solo, onde os maiores valores de evapotranspiração acontecem nas estações úmidas e os menores na seca. Contudo, a evapotranspiração total para o período de calibração (2142,2 mm) foi quase igual à evapotranspiração simulada pelo DHSVM (2154,8 mm), mas ambas menores que a evapotranspiração de referência (2506,8 mm), subestimação de aproximadamente 14%. Já no ano de validação o valor do PDM (1220,0 mm) foi praticamente igual ao de referência (1223,1 mm), o valor do DHSVM (1066,1 mm) ainda foi subestimado em um 13%.

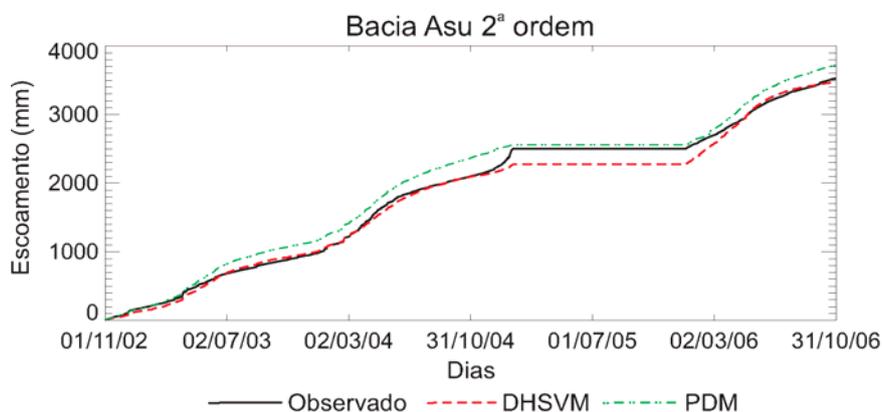


Figura 4.41 - Escoamento diário acumulado observado e simulado com os modelos DHSVM e PDM na bacia Asu2.

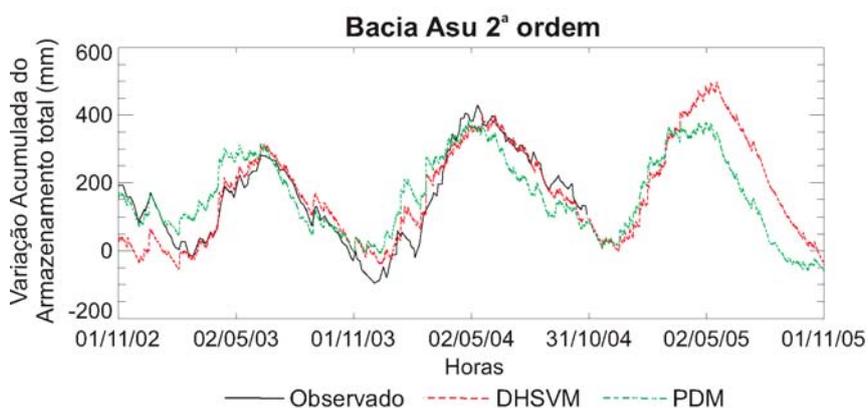


Figura 4.42 - Variação acumulada do armazenamento total (não saturado + saturado) observada e simulada com os modelos DHSVM e PDM na bacia Asu2.

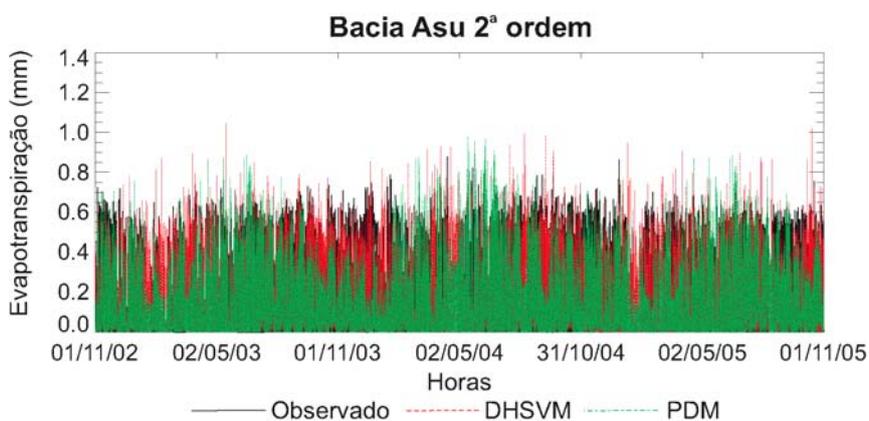


Figura 4.43 - Evapotranspiração de referência e simulada com os modelos DHSVM e PDM, para a bacia Asu2.

O procedimento de ajuste do PDM nas bacias Asu1 e Asu3, foi igual ao da Asu2. Foram fixados os valores de  $c_{max}$ ,  $c_{min}$ ,  $m$ ,  $k_d$  e  $k_g$ , iguais aos da bacia Asu2, assim o único parâmetro a ser ajustado foi o  $b$ . Os parâmetros obtidos da calibração para as duas bacias são mostrados na Tabela 4.18, para os quais o RMSE foi 0,05 e 0,23 e IF foi 42,27 e 1,28, para Asu1 e Asu3, respectivamente.

Tabela 4.18 - Parâmetros do PDM para as micro-bacias Asu1 e Asu3.

Parâmetros	Asu1	Asu3
$c_{max}$	2703,3	2703,3
$c_{min}$	58,0	58,0
$b$	<b>1,86</b>	<b>1,02</b>
$k_d$	0,000188	0,000188
$k_g$	0,066	0,066
$m$	3,0	3,0
$k_1$	<b>0,50</b>	<b>3,85</b>
$k_2$	<b>3,75</b>	<b>11,00</b>

A bacia Asu1 foi a que apresentou maiores problemas na calibração, já que não se obteve o valor mínimo no critério de ajuste do IF, pois quando isto aconteceu, o valor de RMSE foi muito alto. Apesar disso, as vazões mínimas simuladas com o PDM foram melhores que as simuladas com o DHSVM (Figura 4.44), e as vazões máximas foram em geral superestimadas, resultado oposto ao obtido com o DHSVM.

Quando comparado o escoamento total (Figura 4.45) observou-se que o simulado pelo PDM superestimou em apenas 174,25 mm o observado, enquanto que o DHSVM subestimou o valor em 825,15 mm. Já na bacia Asu3 observou-se que as vazões máximas foram subestimadas, ao contrário do observado para o DHSVM (Figura 4.44), mas as vazões mínimas nas estações úmidas obtidas com o PDM foram bastante próximas às observadas. Já nas estações secas os resultados dos modelos foram similares, refletindo-se no escoamento total, no qual o PDM subestimou e o DHSMV superestimou (Figura 4.45).

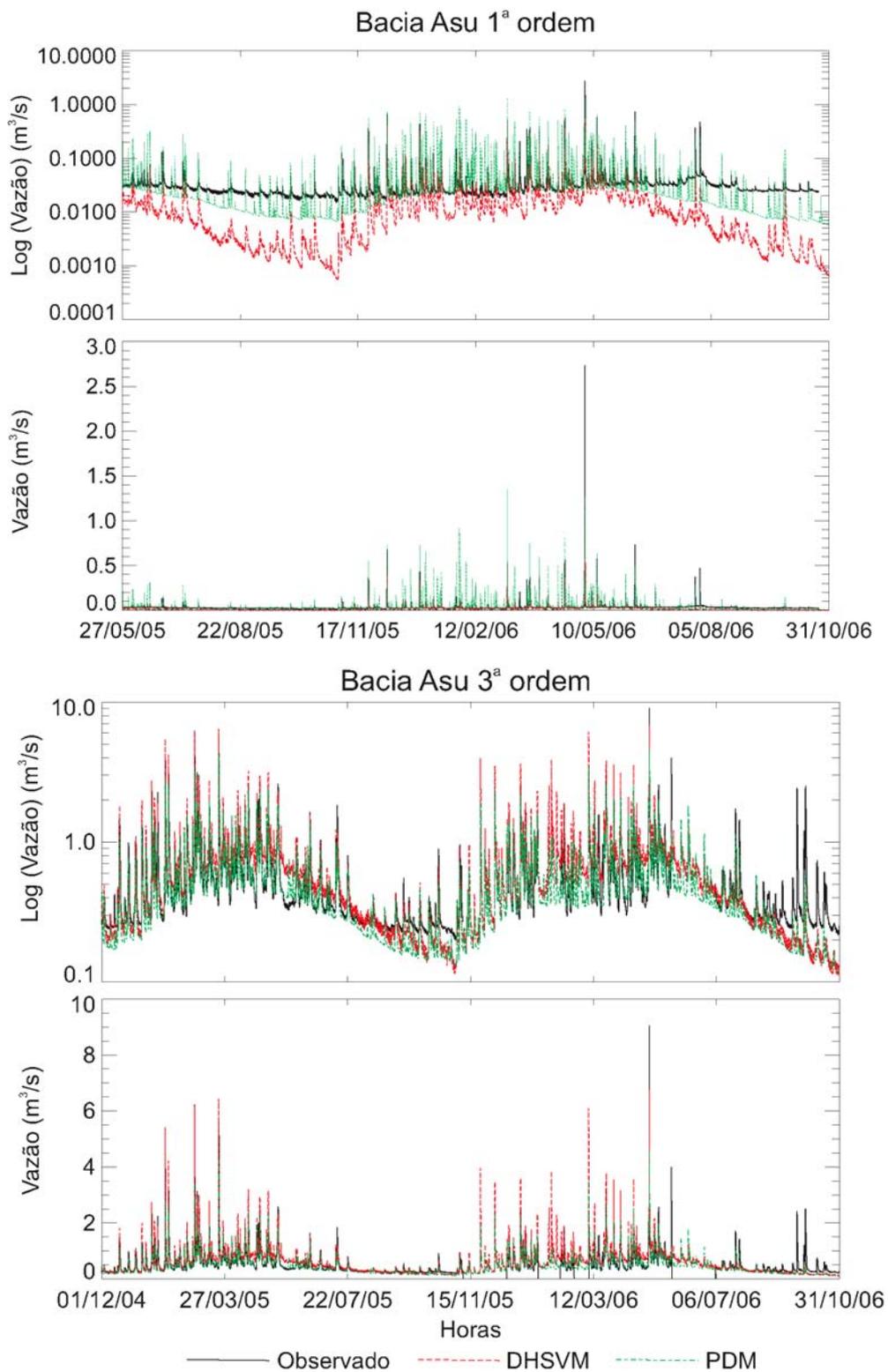


Figura 4.44 - Hidrogramas observado e simulado com os modelos DHSVM e PDM para as bacias Asu1 e Asu3.

A Figura 4.46 mostra comparação da variação acumulada do armazenamento simulado de água no solo com o DHSVM e o PDM, observando-se que os valores simulados para Asu3 estão muito próximos, enquanto que na bacia Asu1 observam-se diferenças de até 200 mm no início das estações secas.

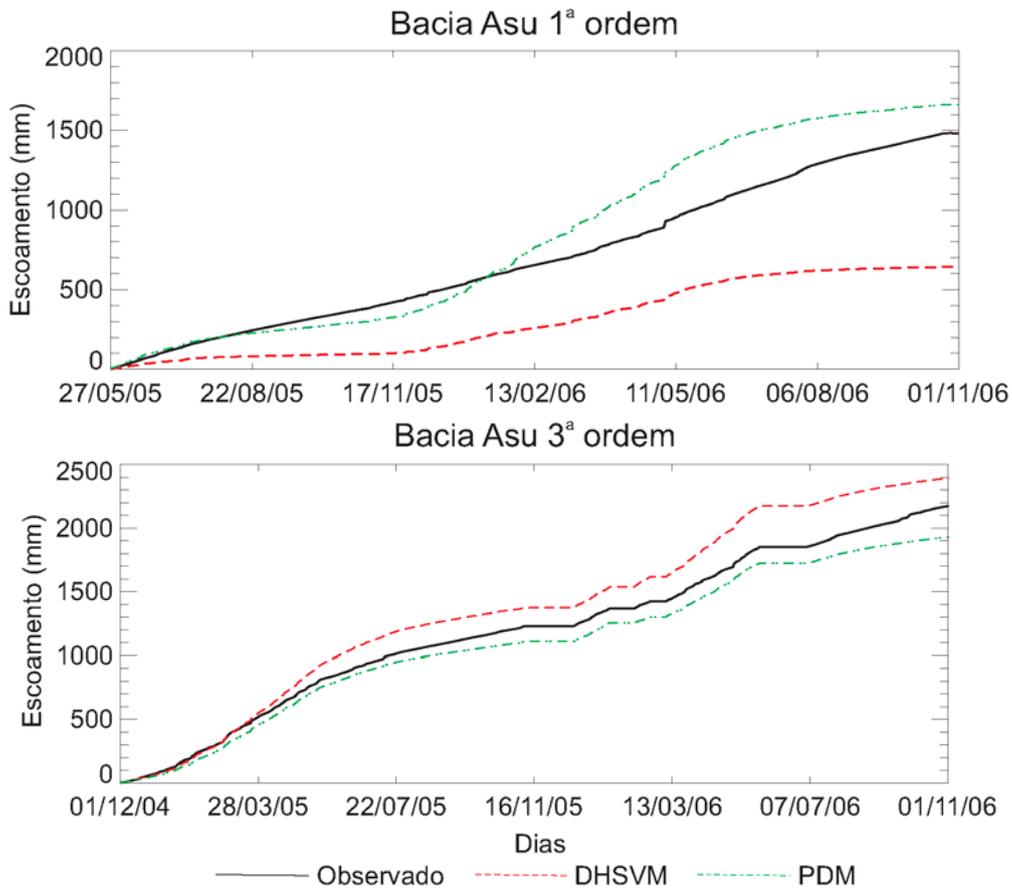


Figura 4.45 - Escoamento diário acumulado observado e simulado com os modelos DHSVM e PDM, nas bacias Asu1 e Asu3.

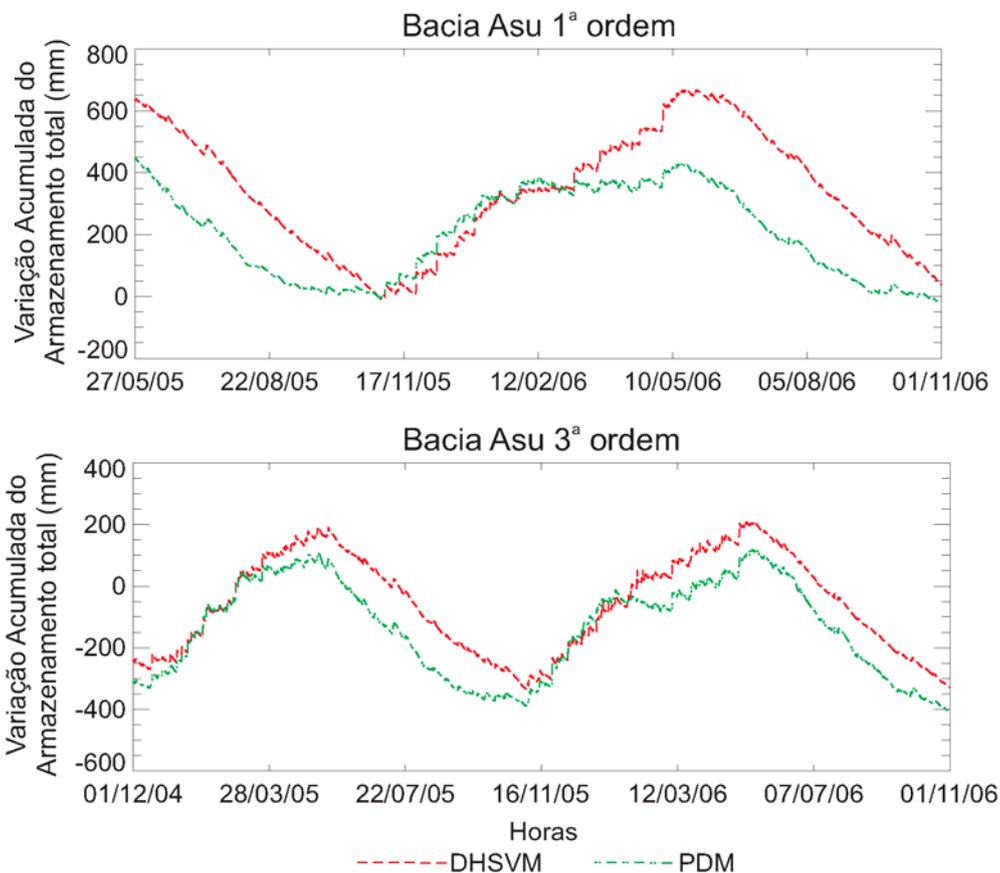


Figura 4.46 - Variação acumulada do armazenamento total (não saturado + saturado) simulada com os modelos DHSVM e PDM, nas bacias Asu1 e Asu3.

Do mesmo modo que para Asu2, a evapotranspiração estimada pelo PDM para ambas as bacias varia de acordo ao armazenamento de água no solo, como se observa na Figura 4.47. No balanço total o PDM mostrou melhores resultados que o DHSVM para Asu3, onde além das diferenças no escoamento, a evapotranspiração total do PDM foi menor que a obtida pelo DHSVM, e bastante próxima do total observado. Isto resultou em uma variação do armazenamento do PDM muito menor que a do DHSVM, e mais próxima à observada, como se mostra na Tabela 4.19. O mesmo aconteceu para a bacia Asu1, ainda que a diferença na variação do armazenamento continuou sendo alta (388,64 mm).

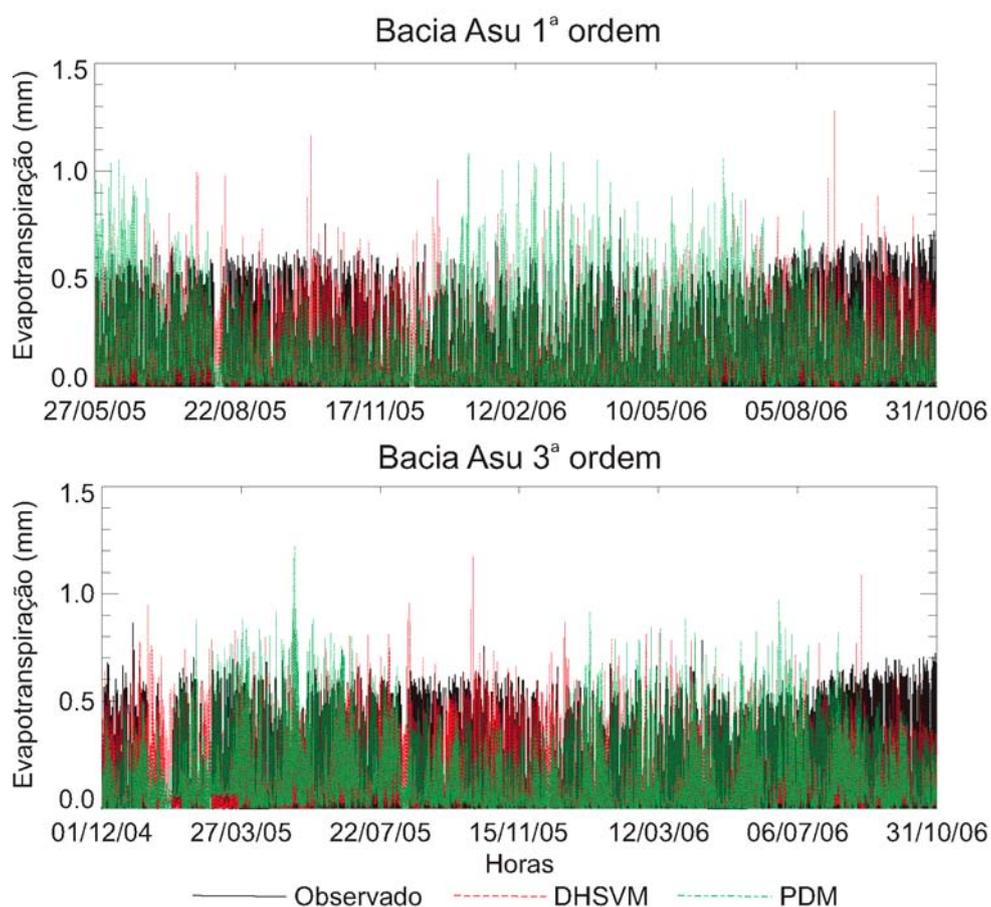


Figura 4.47 - Evapotranspiração horária observada e simulada com os modelos DHSVM e PDM, nas bacias Asu1 e Asu3.

Tabela 4.19 - Balanço observado e simulado com os modelos DHSVM e PDM, em mm, nas bacias Asu1 e Asu3 para o período de estudo.

Bacia	Asu3			Asu1		
Período	Dez/2004 – out/2006			Mai/2005 – out/2006		
	Observado	DHSVM	PDM	Observado	DHSVM	PDM
Precipitação	3291,00			2845,20		
Evapotranspiração	1714,82	1954,26	1759,03	1543,30	1890,25	1757,69
Escoamento	2001,30	2222,38	1786,26	1449,41	624,26	1623,66
$\Delta$ Armazenamento	-425,12	-885,64	-254,29	-147,51	330,69	-536,15

#### **4.4.1 Discussão**

O PDM aplicado na micro-escala e de modo concentrado teve um bom desempenho, conseguindo simular os processos em escala equivalente a um ponto de grade dos modelos de macro-escala ( $10^4 \text{ km}^2$ ). A variação média do armazenamento de água no solo obtida por ambos modelos foi similar, portanto a função de distribuição de potência (pareto), usada no PDM para representar este processo, parece ser adequada para micro-bacias na Amazônia, com características (topografia, solos, vegetação, etc.) similares à área de estudo.

A evapotranspiração simulada pelo PDM apresentou uma variabilidade sazonal bastante diferente da evapotranspiração de referência e aquela simulada pelo DHSVM. Isto era de se esperar devido à formulação do modelo, no qual a evapotranspiração depende fortemente do teor de umidade no solo (Equação 3.54). Como as análises observacionais mostraram, a evapotranspiração de referência não diminuiu de modo detectável nos períodos secos, embora existam sugestões de que ela deveria haver aumentado (Cuartas et al, 2007, Saleska et al, 2007). Portanto, o fato do PDM haver indicado uma evapotranspiração ainda menor do que aquela de referência nos períodos secos, indica um problema. Ainda assim, a evapotranspiração total para cada micro-bacia nos períodos analisados, foi muito próxima à de referência.

#### **4.4.2 Análise de escala**

Na Figura 4.48a apresenta-se uma imagem Landsat TM para a região na Amazônia central no entorno da área de estudo, superposta por uma grade de 40 km, compatível com os modelos atmosféricos regionais (p.e. ETA). Exceto pelas áreas desmatadas e as drenagens superiores a 6ª ordem, bastante discerníveis, o restante da área apresenta-se como uma região homogênea e contínua de floresta de Terra firme não perturbada. Os modelos atmosféricos já hoje consideram estes diferentes tipos de cobertura para a calibração de seus esquemas de superfície. Na Figura 4.48b uma imagem SRTM da mesma

região (resolução de 90 m) revela um relevo complexo, não visível na imagem Landsat apesar de sua resolução mais fina (30 m). A topografia assim revelada evidencia todas as drenagens, a partir da primeira ordem. Ressaltando complexidade e heterogeneidade ainda maiores, o descritor de terreno HAND extrai 4 classes validadas de ambientes do MDT-SRTM (baixio, ecótono, vertente e platô), com significado hidrológico consistente (Figura 4.48c). Neste mapa de terrenos tornam-se evidentes, por exemplo, as diferenças geomorfológicas entre regiões a NE (onde se encontra a micro-bacia Asu) e a SW do Rio Negro, completamente invisíveis nas imagens Landsat e SRTM. Comportamentos hidrológicos contrastantes, com reflexos fortes na vegetação, entre terrenos drenados (platôs e vertentes) e terrenos baixos com lençol freático próximo a superfície (baixios e ecótonos) evidenciam a importância das heterogeneidades de terreno nas agregações de escala.

Estas heterogeneidades foram aqui contabilizadas (Tabela 4,20) através da computação da área ocupada por cada classe de terreno, em cada célula de grade da Figura 4.48c. As áreas de baixio, por exemplo, variam de 7,48 a 28,28 % nas oito células, variações não desprezíveis considerando que atualmente esta categoria de terreno não é nem levada em conta (a terra-firme, correspondendo a áreas verdes na imagem Landsat, é quase sempre e equivocadamente assumida como terreno livre de inundações e bem drenado, como os platôs).

Se a célula de grade de 40 km parece muito grosseira, poder-se-ia considerar que resoluções mais finas resolveriam a questão da heterogeneidade mostrada acima, e alguns modelos atmosféricos já rodam a resolução de 10 km. Contudo, ao se ampliar a resolução para uma célula grande que contém a micro bacia Asu (Figura 4.49) cada célula, agora com 10 km, continua mostrando diferenças não desprezíveis (Tabela 4.21).

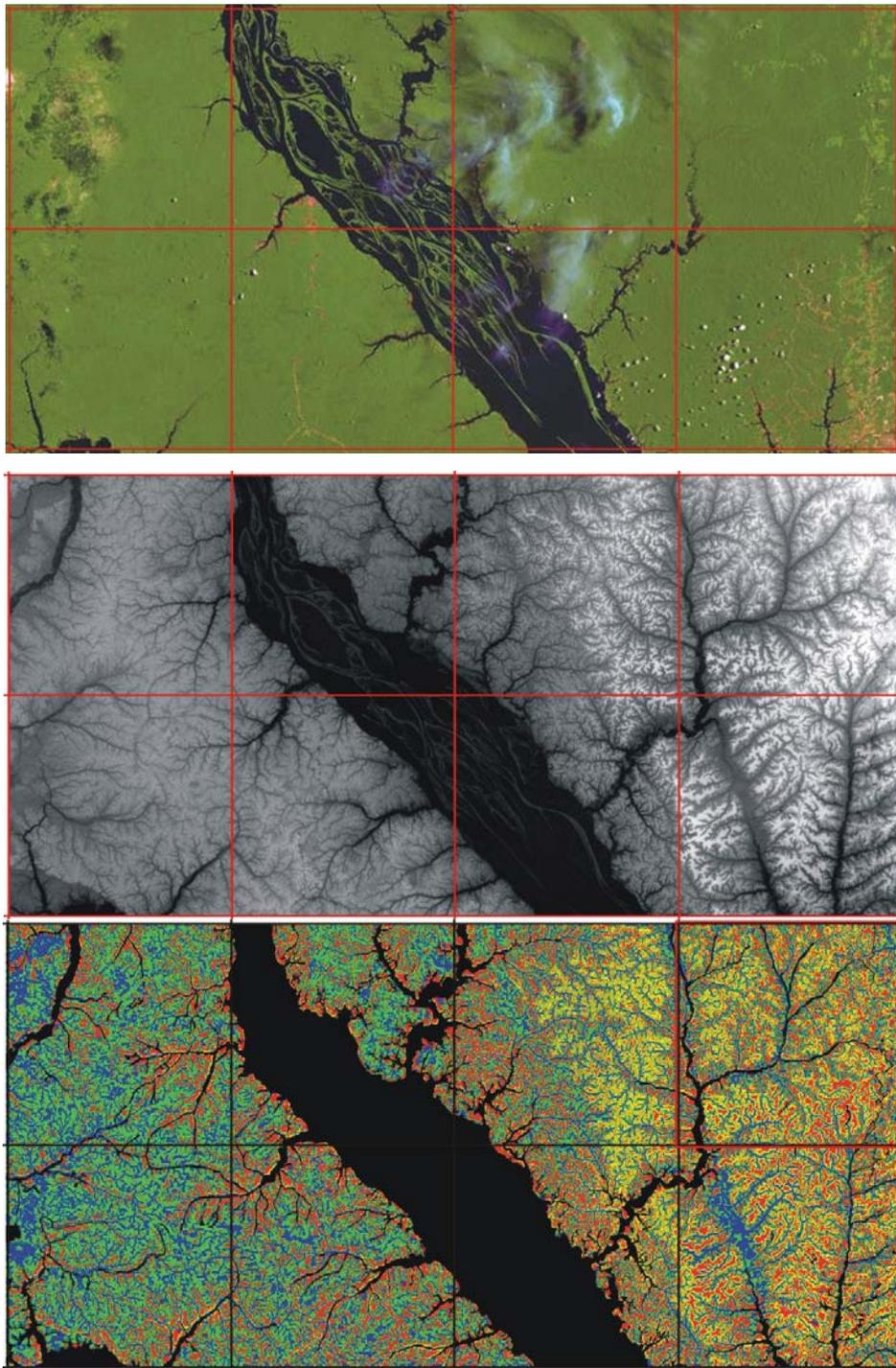


Figura 4.48 - Área na Amazônia central da região de estudo. (a) Imagem Landsat, (b) Modelo Digital de Terreno gerado a partir de imagens de radar SRTM, e (c) Mapa de ambientes dos terrenos classificados usando o descritor HAND. Baixo em azul, ecótono em verde, vertente em amarelo e platô em vermelho. As linhas representam uma grade de 40 km (resolução de modelos atmosféricos de escala regional).

Tabela 4.20 - Percentual dos ambientes mapeado pelo HAND, em cada célula de grade de 40x40 km da Figura 4.50. Em vermelho os valores da célula de grade que engloba a micro-bacia Asu.

Pixel 40x40 km	Área inundada	Ambientes			
		Baixio	Ecótono	Vertente	Platô
	(%)				
1	6,45	19,95	22,11	24,67	26,82
<b>2</b>	<b>5,30</b>	<b>17,61</b>	<b>24,73</b>	<b>25,22</b>	<b>27,14</b>
3	56,77	7,48	12,48	9,04	14,23
4	6,96	19,78	30,33	18,48	24,46
5	22,54	19,29	31,52	4,17	22,48
6	55,85	9,59	19,06	2,35	13,15
7	9,58	28,18	43,45	2,06	16,73
8	8,03	27,08	43,80	2,21	18,88

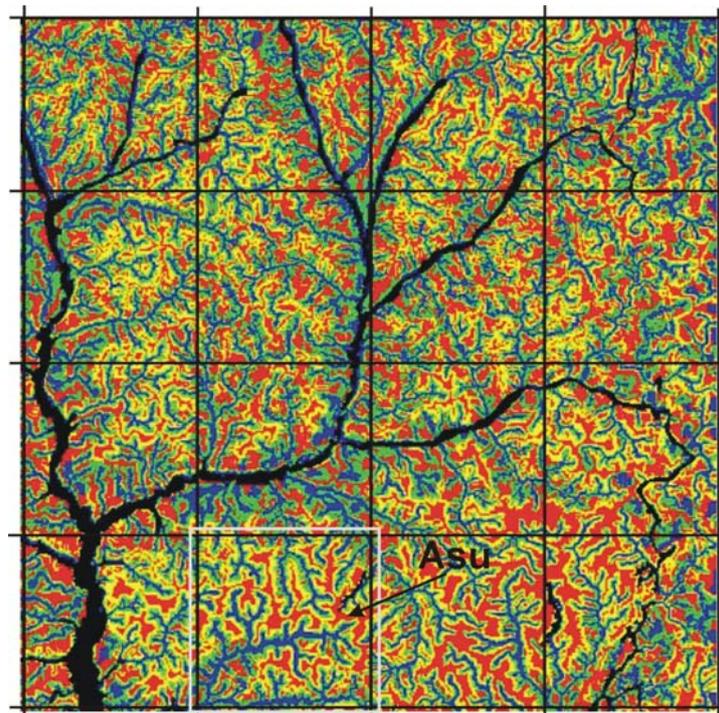


Figura 4.49 - Mapa dos ambientes de terrenos classificados usando o descritor HAND, para a célula de grade de 40 km que inclui a micro-bacia Asu (quadrado azul), subdividida em uma grade de 10 km (resolução de modelos regionais).

Tabela 4.21 - Percentual dos ambientes mapeados pelo HAND, em cada célula de grade de 10x10 km da Figura 4.50. Em vermelho os valores da célula que engloba a micro-bacia Asu.

Pixel 10x10 km	Área inundada	Ambientes			
		Baixio	Ecótono	Vertente	Platô
1	5,86	17,06	19,50	27,85	29,72
2	5,18	15,23	19,28	30,74	29,56
3	0,09	17,34	24,36	28,42	29,80
4	2,99	23,05	27,46	21,74	24,76
5	0,08	16,85	19,39	32,60	31,08
6	4,30	14,83	25,13	25,46	30,27
7	5,15	15,55	26,43	23,95	28,91
8	4,00	15,52	24,01	28,68	27,79
<b>9</b>	<b>0,69</b>	<b>20,68</b>	<b>22,00</b>	<b>33,91</b>	<b>22,73</b>
10	6,86	22,47	30,44	14,68	25,56
11	4,20	17,82	29,16	22,90	25,92
12	4,30	17,13	27,70	21,95	28,92
13	16,52	14,71	19,72	24,71	24,34
14	13,37	16,39	23,84	20,56	25,83
15	6,46	18,67	27,96	23,92	22,99
16	4,77	18,45	29,22	21,48	26,09

O PDM calibrado para as micro-bacias aninhadas através de um único parâmetro de ajuste, o parâmetro b, serviu para uma análise de escala exploratória inicial. Para relacionar o parâmetro b com algumas características das micro-bacias foram feitas algumas análises comparativas.

A principal característica analisada foi a topografia, através do descritor de terreno HAND. Na Figura 4.50 apresenta-se a comparação entre o parâmetro b e as percentagens das áreas de baixio, ecótono, vertente e platô, e área total da bacia. Observa-se como o parâmetro b diminui na medida que a área de baixio, platô e área total aumentam, mostrando uma relação inversa. O contrário acontece com a área de encosta, na qual a relação foi direta: aumento de b com o aumento da área de encosta. Já com a área de ecótono não houve uma relação ou um padrão específico, e quando consideradas as áreas de baixio e ecótono, obteve-se também uma relação inversa, ainda que a curva tenha sido gradativa entre as bacias Asu1 e Asu2 e mais acentuada da Asu2 a Asu3.

Junto com o HAND também foi usado o índice topográfico proposto por Beven e Kirkby (1979), expresso como:

$$\lambda_i = \ln\left(\frac{a_i}{\tan\beta_i}\right) \quad (4.6)$$

Sendo  $a$  a área de drenagem e  $\tan\beta$  a declividade da superfície, no ponto  $i$ . O valor de  $\lambda_i$  foi obtido para cada célula de grade do MDT, e o valor médio para a bacia é,

$$\lambda = \frac{\sum \lambda_i}{A} \quad (4.7)$$

onde  $A$  é a área da bacia. Na Figura 4.51 são apresentadas as comparações entre o  $b$  e o  $\lambda$  para os diversos ambientes das bacias e para toda a bacia. O parâmetro  $b$  não apresentou uma tendência quando comparado com o  $\lambda$  para o baixio e o ecótono, contudo apresentou uma relação inversa quando consideradas as duas áreas (baixio + ecótono). Também se observa uma relação inversa com o  $\lambda$  médio da bacia.

A explicação física para este tipo de processo relaciona-se com os mecanismos de geração de escoamento em bacias de florestas tropicais que é o de escoamento por saturação (Biggs et al., 2006; Moraes et al., 2006; Hodnett et al., em preparação): o aumento de área de baixio tem reflexos diretos sobre a área que tem capacidade de gerar escoamento direto por saturação. Por outro lado, levando em conta os mecanismos geomorfológicos responsáveis pelo relevo da região, caracterizado por vales dissecados com forma de V nas cabeceiras e de U em cursos de ordem superior a 2 (Bravard e Righi, 1989), a transição de vales em V para vales em U com o aumento de escala afeta fundamentalmente as encostas. Por isso, as áreas de platô e baixio apresentam peso relativo maior com o aumento do tamanho da bacia, enquanto observa-se um decréscimo da proporção de encostas.

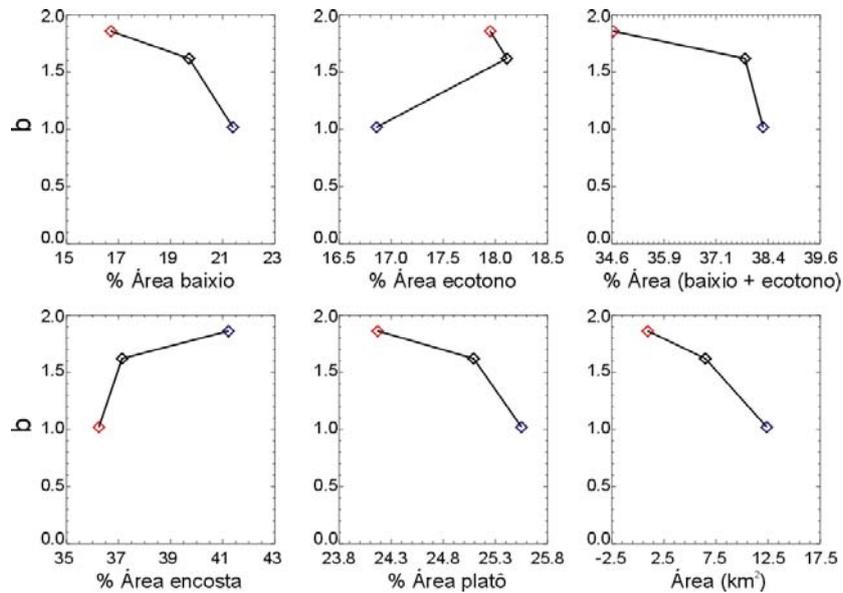


Figura 4.50 - Comparação entre as características do terreno e o parâmetro de ajuste do PDM, b. Vermelho – Asu1; Preto – Asu2; Azul – Asu3

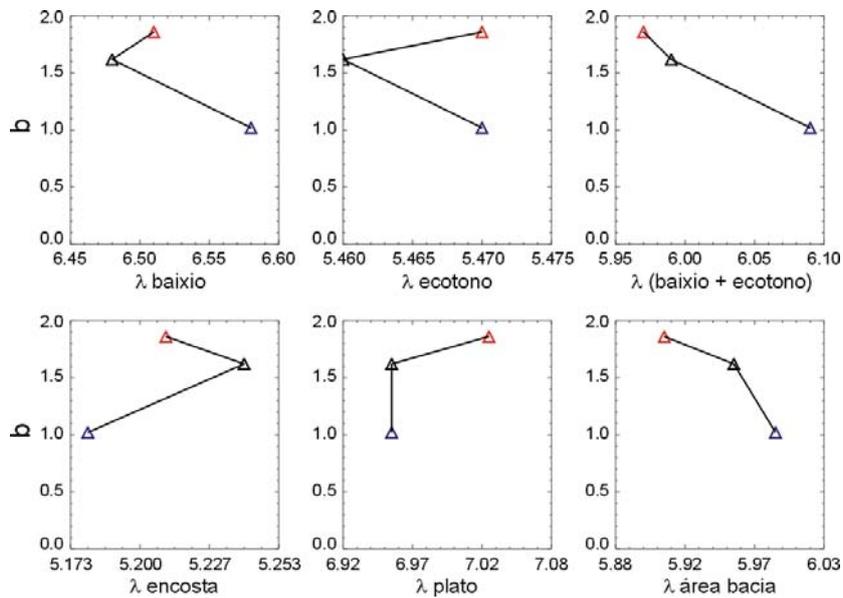


Figura 4.51 - Comparação entre o índice topográfico e o parâmetro b. Vermelho – Asu1; Preto – Asu2; Azul – Asu3

Estes resultados podem indicar que uma maneira de incorporar a heterogeneidade espacial seria mediante o uso de unidades de resposta hidrológica (URH) (Becker e Nemeç, 1987; Leavslley e Stannard, 1990 citados

por Araújo, 2006; Flügel, 1995). A URH é uma região que se considera homogênea em função do tipo de solo, vegetação, declividade, entre outras características, com um comportamento hidrológico distinto, assim a bacia poderia ser dividida em várias URH. Flügel (1995) delimitou as URH para uma bacia de 216 km<sup>2</sup> na Alemanha, usando mapas de precipitação, obtidos de interpolação, mapas digitalizados de vegetação e solos, e o MDT a partir do qual obteve a declividade e o aspecto. A dificuldade de extrapolar a abordagem deste autor é a necessidade de mapas digitalizados, principalmente quando se pretende delimitar grandes áreas. Os mapas de ambientes produzidos pelo descritor HAND a partir de dados amplamente disponíveis e de alta qualidade (SRTM) resolvem esta dificuldade, viabilizando aplicação desta metodologia para a agregação de processos hidrológicos.

Com as classes do HAND, como ficou demonstrado na modelagem, pode-se então propor duas Unidades de Resposta Hidrológica: 1) baixio-ecótono e 2) vertente-platô (Figura 4.52). Estas URH, embora não substituam a competência de modelos físico-distribuídos como o DHSVM, poderão para uma primeira aproximação, representar os processos de superfície a nível de sub-grade, usando um modelo hidrológico mais simples para acoplamento nos modelos atmosféricos.

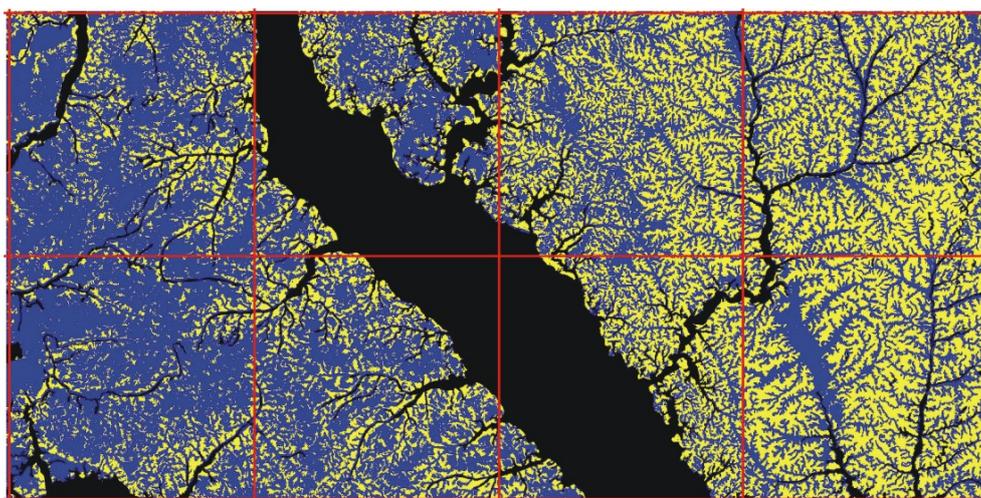


Figura 4.52 - Mapa das unidades de resposta hidrológica para a agregação de processos hidrológicos.

## 5. CONCLUSÕES

As análises observacionais das variáveis hidrológicas para a micro-bacia Asu permitiram as seguintes conclusões:

- A variabilidade inter-anual e intra-sazonal da precipitação têm um impacto significativo na interceptação. Os resultados mostram claramente a relação entre as características da precipitação e da interceptação, pois foram observadas mudanças contrastantes na intensidade e duração dos eventos ao longo dos dois anos de estudo. Este é o primeiro estudo, acredita-se, a mostrar a variabilidade de interceptação em relação à chuva (sazonal e inter-anual). A interceptação simulada com o modelo de Gash (1995) também mostrou esta variabilidade, uma validação que acredita-se também não tinha sido mostrada antes.
- O bom desempenho da nova metodologia de amostragem da interceptação foi a chave para o sucesso deste estudo de longo prazo que verificou variações no particionamento da água pelo dossel da floresta, em concordância com as flutuações climáticas, com implicações importantes para o entendimento e modelagem das superfícies florestadas e o acoplamento com a atmosfera.
- O balanço de água no dossel, medido pelo estudo de interceptação, indica um retorno para a atmosfera (evaporação de superfície) significativamente maior do que as medidas diretas de evaporação (eddyflux), e a evaporação estimada (Penman-Monteith). A magnitude desta diferença sistemática mostrou-se equivalente à parte faltante nos balanços de energia.
- Não foram detectadas (através das medidas e estimativas) variações na evapotranspiração decorrentes das mudanças no regime de precipitação, apesar de que a interceptação aumentou consideravelmente no ano de El Niño, o que levanta a hipótese de que medidas e estimativas possam estar perdendo/subestimando a água evapotranspirada.

- Considerando que os modelos atmosféricos têm capacidade limitada na simulação da precipitação, estudos que tentam avaliar o impacto da mudança de uso da terra sobre o clima na Amazônia podem sofrer de limitações na representação de cenários que impliquem mudanças no regime de precipitação.
- Em todos os ambientes da micro-bacia Asu, a flutuação na umidade do solo na camada 0 – 1,0 m esteve fortemente correlacionada com a precipitação, o mesmo não ocorrendo nas camadas mais profundas, até 5,0 m.
- A variabilidade inter-anual da precipitação teve um impacto considerável na profundidade do lençol freático na área de platô (vários metros), em contraste com as áreas de baixio onde as alterações foram muito menores (centímetros), sugerindo que a água subterrânea no platô tem importante efeito na memória hidrológica da bacia.
- Não foram observadas variações na vazão devido às variações na precipitação. O fluxo base permaneceu quase constante durante todo o período analisado, em concordância com o comportamento observado no nível do lençol freático na área de baixio.
- A análise integrativa das diversas componentes do ciclo hidrológico na micro-bacia do igarapé Asu sugere que o pacote de sedimentos profundos, o que determina um aquífero de grande volume, deve ser responsável por um efeito significativo de regularização nas vazões.

Da modelagem hidrológica pode-se concluir o seguinte:

- O modelo DHSVM foi aplicado e validado em floresta tropical úmida não perturbada, obtendo-se um bom desempenho e mostrando sua capacidade para ser usado em regiões diferentes daquelas para as quais foi desenvolvido e testado.
- A maior restrição dos modelos hidrológicos distribuídos é a escassez de informação para sua calibração, principalmente porque um bom ajuste da descarga, que na maioria dos estudos é o objetivo final, não

necessariamente conduz a um bom ajuste das outras componentes do ciclo hidrológico. Neste estudo pudemos calibrar e validar o modelo para umidade do solo e lençol freático em diversos pontos da bacia, além da descarga. Portanto, assume-se que os valores obtidos de maneira distribuída para estas variáveis representam satisfatoriamente os valores reais.

- Nesta pesquisa contou-se com um conjunto de dados de vegetação e solos bastante representativos de vastas áreas na Amazônia, o que, espera-se, permitirá a aplicação do DHSVM em outras bacias da região.
- O fato do DHSVM ser um modelo físico-distribuído, com bom desempenho também na Amazônia, indica ser esta uma ferramenta potencialmente útil para explorações sobre a importância da hidrologia de superfície em diversos cenários climáticos e de uso da terra, mesmo antes deste modelo vir a ser completamente validado para tais cenários. Também poderá ser uma ferramenta importante para o estudo e entendimento de processos hidrológicos.
- Os mapas distribuídos de precipitação, gerados pelo modelo DHSVM a partir da rede irregular de pluviômetros, mostraram a relevância da variabilidade espacial da chuva (mesmo nas escalas finas desta micro-bacia) para o comportamento distribuído da umidade do solo.
- Uma representação funcional acurada dos terrenos, com significado hidrológico foi demonstrada na aplicação do descritor HAND na modelagem com o DHSVM. Como este descritor de terrenos produz mapas de ambientes a partir somente de imagens de radar (no caso o SRTM), extensas áreas terrestres podem revelar suas propriedades o que viabiliza a fácil aquisição de parâmetros necessários e suficientes sobre solos e vegetação para entrada (input) nos modelos de superfície.
- O modelo distribuído de macro-escala PDM foi aplicado e validado em uma escala equivalente a um ponto de grade destes modelos, conseguindo simular os processos hidrológicos na micro-escala.

- Em geral o PDM deu melhores resultados que o DHSVM, mostrando-se como um modelo hidrológico plausível de ser usado no acoplamento com modelos atmosféricos, dada a robustez com que representou os processos na micro-escala, e principalmente pela reduzida quantidade de parâmetros quando comparado com um modelo tão sofisticado como o DHSVM, ou ainda com os esquemas de superfície usados nos GCM.
- A análise de parâmetros do modelo PDM demonstra que os efeitos de escala no comportamento hidrológico estão relacionados com as características topográficas. Mas este princípio pode ser válido apenas para áreas hidrologicamente similares.

Para trabalhos futuros recomenda-se:

- Substituir o módulo de interceptação, dentro do sub-modelo de evapotranspiração do DHSVM por novo modelo de interceptação. Neste trabalho sugere-se o modelo analítico reformulado de Gash. Isto melhoraria a capacidade do modelo hidrológico para representar com maior precisão a interceptação de dosséis densos, como os das florestas tropicais úmidas, e a dinâmica da chuva tropical, ambas condições menos freqüentes nas regiões temperadas onde o DHSVM foi desenvolvido.
- Avaliar qual seria o número de camadas necessário e suficiente para uma representação mais acurada do sistema subterrâneo no DHSVM na versão usada neste trabalho, e/ou testar aquelas versões do DHSVM que incorporam o comportamento do aquífero regional.
- Usando as informações detalhadas geradas pelo DHSVM, deve-se continuar com o estudo de escala, procurando regras de agregação para obter parâmetros efetivos (ou outra abordagem na análise de escala) que representem o comportamento médio de uma região, como por exemplo uma condutividade hidráulica “efetiva” ou capacidade de campo “efetiva”, para sua posterior utilização em modelos de grande escala como o PDM e nos esquemas de superfície SVAT.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDRADE, A.R.S.; JADOSKI, S.O.; GUERRA, H.C.; GUERRINI, I.A. Influência do tempo de contagem na determinação da densidade de nêutrons. **Revista Brasileira. Eng. Agríc. Ambient.**, v. 5, n. 3, p. 411-415, 2001.

ANDREAE, M. O.; ROSENFELD, D.; ARTAXO, P.; COSTA, A.A.; FRANK, G.P.; LONGO, K.M.; SILVA-DIAS, M.A.F. Smoking Rain Clouds over the Amazon. **Science**, v. 303, p. 1337-1342, 2004.

ARAIN, A.M.; MICHAUD, J.; SHUTTLEWORTH W.J.; DOLMAN A.J. Testing of vegetation parameter aggregation rules applicable to the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) and the FIFE site. **Journal of Hydrology**, v. 177, p. 1-22, 1996.

ARAIN, A.M.; SHUTTLEWORTH W.J.; YANG, Z.L.; MICHAUD, J.; DOLMAN A.J. Mapping surface-cover parameters using aggregation rules and remotely sensed cover classes. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 23, p. 2325-2348, 1997.

ARAÚJO A.C.; NOBRE A.D.; KRUIJT B.; ELBERS J.A.; DALLAROSA R.; STEFANI P.; RANDOW C.; MANZI A.O.; CULF A.D.; GASH J.H.C.; VALENTINI R.; KABAT P. Comparative measurement of Carbon Dioxide Fluxes from two nearby towers in a Central Amazonian Rainforest: The Manaus LBA site. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n.D20, DOI10.1029/2001JD000676, 2002.

ARAÚJO, A.A.M. **Um novo esquema de parametrização hidrológica da superfície terrestre com redistribuição lateral da água no solo**. 2006. 236p. Tese (doutorado em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ/COPPE), Rio de Janeiro, 2006.

AROLA, A.; LETTENMAIER, D.P. Effects of subgrid spatial heterogeneity on GCM-scale land surface energy and moisture fluxes. **Journal of Climate**, v. 9, p. 1339-1349, 1996.

American Society of Civil Engineers (ASCE). **Handbook of hydrology**. New York, 1996. p.880. ISBN 0784401381.

AVISSAR, R. Scaling of land-atmosphere interactions: An atmospheric modeling perspective. In: Kalma, J.D.; Sivapalan, M. (Eds), **Scale issues in hydrological modelling**. England, John Wiley & Sons Ltd., 1995. 435-451 p.

BAND, L.E.; MOORE, I. D. Scale: Landscape attributes and geographical information systems. In: Kalma, J. D.; Sivapalan, M. (Eds), **Scale issues in hydrological modeling**. England, John Wiley & Sons Ltd., 1995. p. 159-180.

BEVEN, K. Linking parameters across scales: sub grid parameterizations and scale dependent hydrological models. In: Kalma, J.D.; Sivapalan, M. (Eds), **Scale issues in hydrological modelling**. England, John Wiley & Sons Ltd., 1995. p. 263-281.

BEVEN, K.; KIRKBY, M.J. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrol. Sci. Bull.**, v. 24, p. 43-69, 1979.

BEVEN, K.; LAMB, R.; QUINN, P.; ROMANOWICZ, R.; FREER, J. Topmodel. In: Singh, V. P. (ed). **Computer model of watershed hydrology**. USA, Water Resources Publication, 1994. 627-668 p.

BIGGS, T.W.; DUNNE, T.; MURAOKA, T. Transport of water, solutes and nutrients from a pasture hillslope, southwestern Brazilian Amazon. **Hydrological Processes**, v. 20, p. 2527-2547, 2006.

BLÖSCHL, G.; SIVAPALAN, M. Scale issues in hydrological modeling: A review. In: Kalma, J.D. and Sivapalan, M. (Eds). **Scale issues in hydrological modelling**. England, John Wiley & Sons Ltd., 1995. p. 9-48.

BRAVARD, S.; RIGHI, D. Geochemical differences in an Oxisol - Spodosol toposequence of Amazonia, Brazil. **Geoderma**, v. 44, p. 29-42, 1989.

CALDER, I.R.; KIDD, C.H.R. A note on the dynamic calibration of tipping-bucket gauges. **Journal of Hydrology**, v. 39, p. 383-386, 1978.

CASTELLI, F.; RODRIGUEZ-ITURBE, I.; ENTEKHABI, D. An analytical framework for the modelling of the spatial interaction between the soil moisture and the atmosphere. **Journal of Hydrology**, v. 184, p. 19-34, 1996.

CHAUVEL, A. Os latossolos amarelos, álicos, argilosos dentro dos ecossistemas das bacias experimentais do INPA e da região vizinha. **Acta Amazônica**, v. 12, n. 3, p. 47-60, 1982.

CLAYES, M.; GRAHAM, B.; VAS, G.; WANG, W.; VERMEYLEN, R.; PASHYNSKA, V.; CAFMEYER, J.; GUYON, J.; ANDREAE, M.O.; ARTAXO, P.; MAENHAUT, W. Formation of Secondary Organic Aerosols Through Photooxidation of Isoprene. **Science**, v. 303, p. 1173-1176, 2004.

Climanálise: Boletim de monitoramento e análise climática, v. 18, n. 3, 2003. Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/0303/index.html>.

COE M.T.; COSTA, M.H.; BOTTA, A.; BIRKETT, C. Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin, **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 10.1029/2001JD000740, 2002.

CORREA, J.C. Características físico-hídricas dos solos Latossolo Amarelo, Podzólico Vermelho-Amarelo e Podzol hidromórfico do estado do Amazonas. **Pesq. Agropeq. Bras.**, v. 19, n. 3, p. 347-360, 1984.

CORREA, J.C. Características físicas de um Latossolo Amarelo muito argiloso (typic acrorthox) do estado do Amazonas, sob diferentes métodos de preparo de solo. **Pesq. Agropeq. Bras.**, v. 20, n. 12, p. 1381-1387, 1985.

CORREIA, F.W.S. **Modelagem do impacto de modificações da cobertura vegetal amazônica no clima regional**. 2005. 422p. (INPE – 14094 – TDI/1077). Tese (doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2006.

COSTA, M.H.; FOLEY, J.A. Water balance of the Amazon Basin: dependence on vegetation cover and canopy conductance. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 23,973- 23,989, 1997.

COSTA, M.H.; FOLEY, J.A. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D12, p. 14.189 –14.198, 1999.

COSTA, M.; FOLEY, J. Combined effects of deforestation and doubled Atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations on the climate of Amazonia. **Journal of Climate**, v. 13, p. 18-34, 2000.

COSTA, M.H.; BOTTA, A.; CARDILLE, J.A. Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Southeastern Amazonia. **Journal of Hydrology**, v. 283, p. 206-217, 2003.

CROW, W.T.; BINDLISH, T.; JACKSON, T.J. The Added Value of Spaceborn Passive Microwave Soil Moisture Retrievals for Forecasting Rainfall-Runoff Partitioning. **Geophysical Research Letters**. Doi:10.1029, 2005

CUARTAS, L.A.; TOMASELLA, J.; NOBRE, A.D.; HODNETT, M.G.; WATERLOO, M.J.; MÚNERA, J. C. Interception water-partitioning dynamics for a pristine rainforest in Central Amazonia: Marked differences between normal and dry years. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 145, p. 69-83, 2007.

DICKINSON, R.E.; HENDERSON-SELLERS, A.; ROSENZWEIG, C.; SELLERS, J. Evapotranspiration models with canopy resistance for use in climate models, a review. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 54, p. 373-388, 1991.

DICKINSON, R.; KENNEDY, P. Impacts in regional climate of Amazon deforestation. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p. 20863-20877, 1992.

DUAN, Q.; SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V.K. Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. **Journal of Hydrology**, v. 158, p. 265–284, 1994.

EAGLESON, P.S. Climate, soil and vegetation 3. A simplified model of soil moisture movement in the liquid phase. **Water Resources Research**, v. 14, n. 5, p. 722-730, 1978.

EAGLESON, P.S. The Evolution of Modern Hydrology (from watershed to continent in 30 years). **Advances in Water Resources**, v. 17, p. 3-18, 1994.

ELTAHIR, E.A.B.; BRAS, R.L. Precipitation recycling in the Amazon basin. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, n. 518, p. 861-880, 1993.

ENTEKHABI, D.; RODRIGUEZ-ITURBE, I.; CASTELLI, F. Mutual interaction of soil moisture state and atmospheric processes. **Journal of Hydrology**, v. 184, p. 3-18, 1996.

ENTEKHABI, D.; EAGLESON, P.S. Land surface hydrology parameterization for atmospheric general circulation models including subgrid scale spatial variability. **Journal of Climate**, v. 2, p. 816-831, 1989.

EWEN, J.; BATHURST, J.; PARKIN, G.; O'CONNELL, E.; BIRKINSHAW, S.; ADAMS, R.; HILEY, R.; KILSBY, C.; BURTON, A. SHETRAN: Physically-based distributed river basin modeling system. In: Singh, V.P.; Frevert, D.K. (eds). **Mathematical models of small watershed hydrology and applications**. Water Resources Publications, LLC, 2002. 43-68 p.

FAMIGLIETTI, J.S.; WOOD, E.F. Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. **Water Resources Research**, v. 30, n. 11, p. 3061-3078, 1994.

FERREIRA, S.J.F.; LUIZÃO, F.J.; DALLAROSA, R.L.G. Precipitação interna e interceptação da chuva em floresta de terra firme submetida à extração seletiva de madeira na Amazônia Central. **Acta Amazônica**, v. 35, n. 1, p. 55-62, 2005.

FLEISCHBEIN, K.; WILCKE, W.; VALAREZO, C.; ZECH, W.; KNOBLICH, K. Water budgets of three small catchments under montane Forest in Ecuador: experimental and modelling approach. **Hydrological Processes**, v. 20, n. 12, p. 2491-2507, 2006.

FLÜGEL, W.A. Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the river Bröl, Germany. In: Kalma, J. D.; Sivapalan, M. (Eds), **Scale issues in hydrological modelling**. England, John Wiley & Sons Ltd., 1995. 181-194 p.

FOLEY, J.A.; PRENTICE, I.C.; RAMANKUTTY, N.; LEVIS, S.; POLLARD, D.; SITCH, S.; HAXELTINE, A. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 10, n. 4, p. 603-628, 1996.

FRANKEN, W.; LEOPOLDO, P.R. Hydrology of catchment areas of Central Amazonian forest streams. In: Sioli, H. (ed). **The Amazon limnology and landscape of a mighty tropical river and its basin**. Dordrecht, Dr. W Junk Publishers, 1984. 501-520p.

FRANKEN, W.; LEOPOLDO, P.R. Relações entre fluxos de água subterrânea e superficial em bacia hidrográfica caracterizada por cobertura florestal amazônica. **Acta Amazonica**, v. 16/17, p. 253-262, 1987.

GASH, J.H.C.; MORTON, A.J. An application of the Rutter model to the estimation of the interception loss from Thetford forest. **Journal of Hydrology**, v. 38, p. 49-58, 1978.

GASH, J.H.C.; LLOYD, C.R.; LACHAUD, G. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. **Journal of Hydrology**, v. 170, p. 79-86, 1995.

GASH, J.H.C.; VALENTE, F.; DAVID, J.S. Estimates and measurements of evaporation from wet, sparse pine forest in Portugal. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 94, p. 149-158, 1999.

GERMER, S.; ELSENBEER, H.; MORAES, J.M. Throughfall and temporal trends of rainfall redistribution in an open tropical rainforest, south-western Amazonia (Rondônia, Brazil). **Hydrology and Earth System Science**, v. 10, p. 383-393, 2006.

GRELLE, A.; LUNDBERG, A.; LINDROTH, A.; MORÉN, A.-S.; CIENCIALA, E. Evaporation components of a boreal forest: Variations during the growing season. **Journal of Hydrology**, v. 197, p. 70-87, 1997.

GUPTA, V.K.; SOROOSHIAN, S. Calibration of conceptual hydrologic models: past, present and future. In: Council of Scientific Research Integration (Ed.), **Trends in Hydrology**, Research Trends, 1994. p. 329–346.

GUPTA, H.V.; BASTIDAS, L.A.; SOROOSHIAN, S.; SHUTTLEWORTH, W.J.; YANG, Z.L. Parameter estimation of a land surface scheme using multicriteria methods, **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n, D16, p. 19491-19503, 1999.

HADDELAND, I.; LETTENMAIER, D.P. Hydrologic modeling of boreal forest ecosystems. **Water Resources Series, Technical Report**, n. 145, 1995.

HARTMANN, D.L. **Global Physical Climatology**. London: Academic Press, 1994. 408 p.

HENDERSON-SELLERS, A.; DICKINSON, R.E.; DURBRIDGE, T.B.; KENNEDY, P. J.; MCGUFFIE, K.; PITMAN, A.J. Tropical deforestation: Modelling local -to regional-scale climate change. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, p. 7289–7315, 1993.

HIGUCHI, N.; SANTOS, J.; VIEIRA, G.; RIBEIRO, R.J.; SAKURAI, S.; ISHIZUKA, M.; SAKAI, T.; TANAKA, N.; SAITO, S. Análise Estrutural da Floresta Primária da Bacia do Rio Cuieiras, ZF2, Manaus-AM, Brasil. In: Higuchi, N.; Campos, M. A. A.; Sampaio, P.T.B.; Santos, J. (Eds). **Pesquisas Florestais para a Conservação da floresta e reabilitação de áreas degradadas da Amazonia, Projeto Jacaranda**, 1998. 51-83 p.

HODNETT, M.G.; OYAMA, M.D.; TOMASELLA, J.; MARQUES FILHO, A. DE O. Comparison of long-term soil water storage behavior under pasture and forest in three areas of Amazonia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (eds). **Amazonian Deforestation and Climate**. England: John Wiley & Sons Ltd, 1996a. p. 57-77.

HODNETT, M.G.; TOMASELLA, J.; MARQUES FILHO, A. DE O ; OYAMA, M.D. Deep soil water uptake by forest and pasture in central Amazonia: predictions from long-term daily rainfall data using a simple water balance model. In: Gash, J.H.C.; Nobre, C.A.; Roberts, J.M.; Victoria, R.L. (eds). **Amazonian Deforestation and Climate**. England: John Wiley & Sons Ltd, 1996b. p. 79-99.

HODNETT, M.G.; TOMASELLA, J.; CUARTAS, L.A.; WATERLOO, M.J.; NOBRE, A.D. Subsurface hydrological flow paths in a Ferralsol (Oxisol) landscape in central Amazonia. (em preparação)

JOHNSON, M.S.; LEHMANN, J.; SELVA, E.C.; ABDO, M.; RIHA, S.J.; COUTO, E.G. Organic carbon fluxes within and streamwater exports from headwater catchments in the southern Amazon. **Hydrological Processes**, v. 20, n. 12, p. 2599-2614, 2006.

KALMA, J.D.; BATES, B.C.; WOODS, R.A. Predicting catchment-scale soil moisture status with limited field measurements. In: Kalma, J. D.; Sivapalan, M. (eds). **Scale issues in hydrological modelling**. John Wiley & Sons Ltd., 1995, 203-225p.

KENWARD, T.; LETTENMAIER, D.P. Assessment of required accuracy of digital elevation data for hydrologic modeling. **Water Resources Series, Technical Report**, n. 153, 1997. 122p.

KIESE, R.; LI, C.; HILBERT, D.W.; PAPAN, H.; BUTTERBACH-BAHL, K. Regional application of PnET-N-DNDC for estimating the N<sub>2</sub>O source strength of tropical rainforests in the Wet Tropics of Australia. **Global Change Biology**, v. 11, n. 1, p. 128-144, 2005.

LEAN, J.; ROWNTREE, P.R. A GCM simulation of the impact of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v.119, 509–530 p., 1993.

LEAN, J.; ROWNTREE, P.R. Understanding the Sensitivity of a GCM Simulation of Amazonian Deforestation to the Specification of Vegetation and Soil Characteristics. **Journal of Climate**, v.10, 1216-1235 p, 1997.

LESACK, L.F. Water balance and hydrologic characteristics of a rain forest catchment in the Central Amazon Basin. **Water Resources Research**, v. 29, n. 3, p. 759-773, 1993.

LEUNG, L.R.; WIGMOSTA, M.S.; GHAN, S.J.; EPSTEIN, D.J.; VAIL, L.W. Application of a Subgrid Orographic Precipitation/Surface Hydrology Scheme to a Mountain Watershed. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D8, p. 12.803-12.817, 1996.

LEUNG, L.R.; WIGMOSTA, M.S. Potential climate change impacts on mountain watersheds in the Pacific Northwest. **J. Amer. Water Resour. Assoc.**, v. 35, p. 1463-1471, 1999.

LIANG, X.; LETTENMEIER, D.P.; WOOD, E.F.; BURGESS, S.J. A simple hydrological model of land surface water and energy fluxes for GCM. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p. 14415-14428, 1994.

LIN, X.; RANDALL, D.A.; FOWLER, L.D. Diurnal variability of the hydrological cycle and radiative fluxes: Comparisons between observations and a GCM. **Journal of Climate**, v. 13, n. 23, 4159-4179p, 2000.

LLOYD, C.R. The temporal distribution of Amazonian rainfall and its implications for forest interception. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v.116, 1487-1494p, 1990.

LLOYD, C.R.; GASH, J.H.C.; SHUTTLEWORTH, W.J.; DE O. MARQUES F, A. The measurement and modeling of rainfall interception by Amazonian rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.43, 277-294p, 1988.

LLOYD, C.R.; DE O. MARQUES F, A. Spatial variability of throughfall and stemflow measurements in Amazonian rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.42, 63-73p, 1988.

MAIDMENT, D.R. **Handbook of hydrology**. McGraw-Hill, Inc., 1993.

MAKARIEVA, A. M.; GORSHKOV, V. G. Biotic pump of atmospheric moisture as driver of the hydrological cycle of land. **Hydrology and Earth System Science**, v.11, 1013-1033p, 2007.

MANFROI, O.J.; KOICHIRO, K.; NOBUAKI, T.; MASAKAZU, S.; NAKAGAWA, M.; NAKASHIZUKA, T.; CHONG, L. The stemflow of trees in a Bornean lowland tropical forest. **Hydrological Processes**, v.18, 2455–2474p, 2004.

MARENGO, J.A. Variations and change in South American streamflow. **Climate Change**, v.31, 99–117 p, 1995.

MARENGO, J.A. The General Characteristics and Variability of Water and Energy Balances in the Amazon Basin. In: Kabat, P., Claussen, M., Dirmeyer, P. A., Gash, J., Bravo, L., Meybeck M., Pielke, R., Vorosmarty, C.J., Hutjes R., Lutkemeier, S. (eds). **Vegetation, Water, Humans and the Climate: A new perspective on an interactive System**. The IGBP series, Berlin, Germany: Springer, 2004. p. 85-88.

MARENGO, J.A. Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River Basin Water Budget. **Climate Dynamics**, v.24, 11–22p, 2005.

MARENGO, J.A.; DRUYAN, L.M.; HASTENRATH, S. Observational and modeling studies of Amazonia interannual climate variability. **Climate Change**, v. 23, p. 267-286, 1993.

MARENGO, J.A.; MILLER, J.R.; RUSSELL, G.L.; ROSENZWEIG, C.E.; ABRAMOPOULOS, F. Calculations of river-runoff in the GISS GCM – impact of a new land-surface parameterization and river routing model on the hydrology of the Amazon River. **Climate Dynamics**, v. 10, p. 349-361, 1994.

MARENGO, J.A.; TOMASELLA, J.; UVO, C.R. Long-term streamflow and rainfall fluctuations in tropical South-America: Amazonia, East Brazil and Northwest Peru. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D2, p. 1775-1783, 1998.

MARENGO, J.A.; FISCH, G.; MORALES, C.; VENDRAME, I.; DIAS, P.C. Diurnal variability of rainfall in Southwest Amazonia during the LBA-TRMM field campaign of the Austral summer of 1999. **Acta Amazônica**, v. 34, n. 4, p. 593-603, 2004.

MARQUES F,A.O.; DALLAROSA, R.G.; PACHECO, V.B. Radiação solar e distribuição vertical de área foliar em floresta – Reserva Biológica do Cuieiras – ZF2, Manaus. **Acta Amazônica**, v. 35, n. 4, p. 427-436, 2005.

MATSUYAMA, H. The Water Budget in the Amazon River Basin during the FGGE Period. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, n. 6, p. 1071-1083, 1992.

MELILLO, J.M.; MCGUIRE, A.D.; KICKLIGHTER, D.W.; MOORE, B.; VOROSMARTY, C.J.; SCHLOSS, A.L. Global Climate change and terrestrial net primary production. **Nature**, v. 363, p. 234-239, 1993.

MENDIONDO, E. M.; TUCCI, C. E. M; GOLDENFUM, J. A. Noções básicas de escalas dos processos hidrológicos. In: Paiva, J. B. D.; Pavia, E. M. C. D. (eds). **Hidrologia aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas**. Porto Alegre: ABRH, 2001. p. 15-30.

MILLER J.R.; RUSSELL, G.L.; CALIRI, G. Continental-scale river flow in climate models. **Journal of Climate**, v. 7, p. 914– 928, 1994.

MIZUTANI, K.; YAMANOI, K.; IKEDA, T.; WATANABE, T. Applicability of the eddy correlation method to measure sensible heat transfer to forest under rainfall conditions. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 86, p. 193-203, 1997.

MOORE, C.J.; FISCH, G. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 38, p. 147-169, 1986.

MOORE, R.J. The probability-distributed principle and runoff production at point and basin scales. **Hydrological Sciences Journal**, v. 30, n. 2, p. 273-297, 1985.

MOORE, R.J.; BELL, V.A. Incorporation of groundwater losses and well level data in rainfall-runoff models illustrated using the PDM. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 6, n. 1, p. 25-38, 2002.

MOORE, R.J. The PDF rainfall-runoff model. **Hydrological Earth Systems Sciences**, v.11, n.1, p. 483-499, 2007.

MORAES, J.M.; SCHULER, A.E.; DUNNE, T.; FIGUEREIDO, R.O.; VICTORIA, R.L. Water storage and runoff processes in plinthic soils under forest and pasture in Eastern Amazonia. **Hydrological Processes**, v. 20, p. 2509-2526, 2006.

MOREIRA, M.Z.; STERNBERG, L.S.L.; NEPSTAD, D.C. Vertical patterns of soil water uptake by plants in a primary forest and an abandoned pasture in the eastern Amazon: an isotopic approach. **Plant and Soil**, v. 222, n. 1-2, p. 95-107, 2000.

MÚNERA, J.C. **Análise hidráulica de vazão em eventos extremos de descarga para um igarapé de segunda ordem em floresta tropical úmida de terra-firme**. CNPq, 2004. Relatório final Bolsa CNPq/RHAE.

NEILL, C.; ELSENBEER, H.; KRUSCHE, A.V.; LEHMANN, J.; MARKEWITZ, D.; FIGUEIREDO, R.O. Hydrological and Biogeochemical processes in a changing Amazon: results from small watershed studies and the large-scale biosphere-atmosphere experiment. **Hydrological Processes**, v. 20, n. 12, p. 2467-2476, 2006.

NEPSTAD, D.C.; CARVALHO, C.R.; DAVIDSON, E.A.; JIPP, P.H.; LEFEBVRE, P.A.; NEGREIROS, G.H.; SILVA, E.D.; STONE, T.A.; TRUMBORE, S.E.; VIEIRA, S. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. **Nature**, v. 372, p. 666-669, 1994.

NIJSSEN, B.; HADDELAND, I.; LETTENMAIER, D.P. Point evaluation of a surface hydrology model for BOREAS. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 29.367-29.378, 1997.

NOBRE, A.D.; RENNÓ, C.D.; CUARTAS, L.A.; TOMASELLA, J.; SOARES, J.V.; HODNETT, M.G.; WATERLOO, M. Revealing hidden rainforest environments in Amazonia: Ecological applications of the HAND terrain descriptor, em preparação.

NOBRE, C.A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change, **Journal of Climate**, v. 4, n. 10, p. 987-998, 1991.

NORTCLIFF, S.; THORNES, J.B. Seasonal variations in the hydrology of a small forested catchment near Manaus, Amazonas, and its implications for management. In: Lal, R.; Russell, E.W. (eds.). **Tropical Agricultural Hydrology**. Chichester and New York : John Wiley, 1981. p. 482.

OLIVEIRA, A.N.; AMARAL, I.L. Florística e fitossociologia de uma floresta de vertente na Amazônia Central, Amazonas, Brasil. **Acta Amazônica**, v. 34, n. 1, p. 21-34, 2004.

O'LOUGHLIN, E.M. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. **Water Resources Research**, v. 22, n. 5, p. 794-804, 1986.

OMETTO, J.P.H.B; NOBRE, A.D.; ROCHA, H.R.; ARTAXO, P.; MARTINELLI, L.A. Amazonia and the modern carbon cycle: lessons learned. **Oecologia**, v. 143, DOI: 10.1007/s00442-005-0034-3, p. 483-500, 2005

PARTON, W.; STEWART, J.; COLE, C. Dynamics of C, N, P and S in grassland soils: a model. **Biogeochemistry**, v. 5, p. 109-131, 1988.

PINHEIRO , T. F. **Caracterização e estimativa de biomassa em fitofisionomias de Terra-firme da Amazônia Central por inventário florístico e por textura de imagens simulação do MAPSAR (Multi-Application Purpose SAR)**. 111p. Dissertação (mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2007.

POTTER, C.S.; RANDERSON, J.T.; FIELD, C.B.; MATSON, P.A.; VITOUSEK, P.M.; MOONEY, H.A.; KLOOSTER, S.A. Terrestrial ecosystem production: a process model based on global satellite and surface data. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 7, n. 4, p. 8111-841, 1993.

POVEDA, G.; MESA, O.J. Feedback between hydrological processes in tropical South America and large-scale ocean-atmosphere phenomena. **Journal of Climate**, v. 10, p. 2690-2702, 1997.

PRIESACK, E.; BOGENA, H. R.; HASCHBERGER, P.; DIETRICH, P.; SCHMID, H. P.; SCHULZ, K.; VEREECKEN, H. TERENO: A new Network of Terrestrial Observatories for Environmental Research, American Geophysical Union, Fall Meeting, H13A-0969, 2007.

RANZANI, G. Identificação e caracterização de alguns solos da Estação Experimental de Silvicultura Tropical do INPA. **Acta Amazônica**, v. 10, n. 1, p. 7-41, 1980.

RENNÓ, C.D.; NOBRE, A.D.; CUARTAS, L.A.; SOARES, J.V.; HODNETT, M.G.; TOMASELLA, J.; WATERLOO, M. HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM: Mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. **Remote Sensing of the Environment**, in press.

ROBERTS, J.; CABRAL, O.M.R.; AGUIAR, L.F. Stomatal and boundary-layer conductances in an Amazonian Terra firme rain forest. **Journal of Applied Ecology**, v. 27, p. 336-353, 1990.

ROBERTS, J.; CABRAL, O.M.R.; FISCH, G.; MOLION, L.C.B.; MOORE, C.J.; SHUTTLEWORTH, W.J. Transpiration from an Amazonian rainforest calculated from stomatal conductance measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 65, 175-196p, 1993.

ROBERTS, J.; CABRAL, O.M.R.; COSTA, J. P.; MCWILLIAM, A. L. C; SÁ, T. D. DE A. An overview of the leaf área index and physiological measurements during ABRACOS. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (eds). **Amazonian Deforestation and Climate**. England: John Wiley & Sons Ltd, 1996. p. 287-306.

ROCHA, H. R.; NOBRE, C. A.; BONATTI, J. P.; WRIGHT, I. R.; SELLERS, P. J. A vegetation-atmosphere interaction study for Amazonia deforestation using field data and a 'single column' model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, v. 122, p. 567-594, 1996a.

ROCHA, H. R.; SELLERS, P.; COLLATZ, J.; WRIGHT, I. R.; GRACE, J. Calibration and use of the SiB2 model to estimate water-vapor and carbon exchange at the ABRACOS forest site. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (eds). **Amazonian Deforestation and Climate**. England: John Wiley & Sons Ltd, 1996b. p. 459-472.

RUTTER, A.J.; KERSHAW, K.A.; ROBINS, P.C.; MORTON, A.J. A predictive model of rainfall interception in forest, I. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican Pine. **Agricultural Meteorology**, v. 9, p. 367-384, 1971.

RUTTER, A.J.; MORTON, A.J.; ROBINS, P.C. A predictive model of rainfall interception in forest, II. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. **J. Appl. Ecol.**, v. 12, p. 367-380, 1975.

SÁ, T.D. DE A.; COSTA, J. DE P.R.; ROBERTS, J.M. Forest and pasture conductances in southern Pará, Amazônia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (eds). **Amazonian Deforestation and Climate**. England: John Wiley & Sons Ltd, 1996, p. 241–263.

SALESKA, S. R.; DIDAN, K.; HUETE, A. R.; ROCHA, H. R. Amazon Forests Green-Up During 2005 Drought. **Science**, v. 318, DOI: 10.1126, 2007.

SCHAAKE, J.C.; KOREN, V.I; DUAN, Q.Y. Simple water balance model for estimating runoff at different spatial and temporal scales. **Journal of Geophysical Research**, v.101, p. 7461-7475, 1996.

SELLERS, P.J., DORMAN, J.L. Testing the Simple Biosphere Model (SiB) with point micrometeorological and biophysical data. **J. Climate Appl. Meteorol.**, v. 26, n. 5, p. 622-651, 1987.

SELLERS, P.J.; SHUTTLEWORTH, W.J.; DORMAN, J.L.; DALCHER, A.; ROBERTS, J.M. Calibrating the simple biosphere model (SiB) for Amazonian tropical forest using field and remote sensing data. Part I: Average calibration with field data. **Journal of Apply Meteorol.**, v. 28, p. 727-759, 1989.

SEUFFERT, G.; GROSS, P.; SIMMER, C.; WOOD, E.F. The influence of hydrologic modeling on the predicted local weather: Two-way coupling of a mesoscale weather prediction model and a land surface hydrologic model. **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, p. 505–523, 2002.

SHUTTLEWORTH, W.J. Putting the 'vap' into evaporation. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.11, 210-244p, 2007.

SIVAPALAN, M.; KALMA, J.D. Scale problems in hydrology: contributions of the Robertson workshop. In: Kalma, J. D.; Sivapalan, M. (Eds), **Scale issues in hydrological modelling**. England: John Wiley & Sons Ltd., 1995. p. 1-8p.

SMITH, E.A.; HSU, A.Y.; CROSSON, W.L.; FIELD, R.T.; FRITSCHEN, L.J.; GURNEY, R.J.; KANEMASU, E.T.; KUSTAS, W.P.; NIE, D.; SHUTTLEWORTH, W.J.; STEWART, J.B.; VERMA, S.B.; WEAVER, H.L.; WESELY, M.L. Area average surface fluxes and their time space variability over the FIFE domain. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, p. 18599-18622, 1992.

THANAPAKWIN, P.; RICHEY, J.; THOMAS, D.; RODDA, S.; CAMPBELL, B.; LOGSDON, M. Effects of land use change on the hydrologic regime of Mae Chaem river basin, NW Thailand. **Journal of Hydrology**, v. 334, p. 215-230, 2007.

TOBÓN, C.; BOUTEN, W.; SEVINK, J. Gross rainfall and its partitioning into throughfall, stemflow and evaporation of intercepted water in four Forest ecosystems in western Amazonia. **Journal of Hydrology**, v. 237, p. 40-57, 2000.

TOMASELLA, J.; HODNETT, M.G. Soil hydraulic properties and Van Genuchten parameters for an oxisol under pasture in central Amazonia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (eds). **Amazonian Deforestation and Climate**. England: John Wiley & Sons Ltd, 1996. p. 101-124.

TOMASELLA, J.; HODNETT, M.G.; ROSSATO, L. Pedo-transfer functions for the estimation of soil water retention in brazilian soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 64, n. p. 1, 327-338, 2000.

TOMASELLA, J.; HODNETT, M.G.; CUARTAS, L.A.; NOBRE, A.D.; WATERLOO, M.J.; OLIVEIRA, S.M. The water balance of an Amazonia micro-catchment: the effect of interannual variability of rainfall on hydrological behaviour. **Hydrological Processes**, v. 21, doi:10.1002, 2007.

TRANCOSO, R. **Mudanças na cobertura da terra e alterações na resposta hidrológica de bacias hidrográficas na Amazonia**. 132p. Dissertação (mestrado em Biologia Tropical e Recursos Naturais) – Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), Manaus – Brasil, 2006.

TUCCI, C.E.M. **Hidrologia: Ciência e aplicação**. Porto Alegre: 3ª ed., Universidade Federal do Rio Grande do Sul e Edusp, 2002. p.943.

TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos**. 2ª ed. Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2005, p. 678.

UBARANA, V.N. Observations and modelling of rainfall interception at two experimental sites in Amazônia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (eds). **Amazonian Deforestation and Climate**. England: John Wiley & Sons Ltd, 1996. p. 151-162.

VALENTE, F.; DAVID, J.S.; GASH, J.H.C. Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine Forest in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models. **Journal of Hydrology**, v. 190, p. 141-162, 1997.

VANSHAAR, J.; LETTENMAIER, D.P. Effects of land cover change on the hydrologic response of Pacific northwest forested catchments. **Water Resources Series, Technical Report**, n. 165, p. 187, 2001

VERECKEN, H.; KASTEEL, R.; VANDERBORGHT, J.; HARTER, T. Upscaling hydraulic properties and soil water flow processes in heterogeneous soils: A review. **Vadose Zone Journal**, v. 6, p. 1-28, 2007.

VÖRÖSMARTY, C.J.; MOORE III, B.; GRACE, A.L.; GILDEA, M.P.; MELILLO, J.M.; PETERSON, B.J.; RASTETTER, E.B.; STEUDLER, P.A. Continental scale models of water balance and fluvial transport: an application to South America. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 3, p. 241-265, 1989.

WAGENER, T.; WHEATER, H. S.; GUPTA, H. V. **Rainfall-Runoff Modelling in Gauged and Ungauged Catchments**. London: Imperial College Press, 2004. p. 306.

WATERLOO, M.J.; OLIVEIRA, S.M.; DRUCKER, D.P.; NOBRE, A.D.; CUARTAS, L.A.; HODNETT, M.G.; LANGEDIJK, I.; JANS, W.W.P.; TOMASELLA, J.; ARAÚJO, A.C.; PIMENTEL, T.P.; MÚNERA-ESTRADA, J.C. Export of organic carbon in run-off from an Amazonian rainforest blackwater catchment. **Hydrological Processes**, v. 20, n. 12, p. 2581-2597, 2006.

WESTRICK, K.J.; STORCK, P.; MASS, C.F. Description and evaluation of a hydrometeorological forecast system for mountainous watersheds. **Weather and Forecasting**, v. 17, p. 250-262, 2002.

WHITE, M.A.; THORNTON, P.E.; RUNNING, S.W. A continental phenology model for monitoring vegetation responses to interannual climatic variability. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 11, p. 217–234, 1997.

WILSON, K.; GOLDSTEIN, A.; FALGE, E.; AUBINET, M.; BALDOCCHI, D.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CEULEMANS, R.; DOLMAN, H.; FIELD, C.; GRELLÉ, A.; IBROM, A.; LAW, B.E.; KOWALSKI, A.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MONSON, R.; OECHEL, W.; TENHUNEN, J.; VALENTINI, R.;

VERMA, S. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, p. 223-243, 2002.

WIGMOSTA, M.S.; VAIL, L.W.; LETTENMAIER, D.P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. **Water Resources Research**, v. 30, n. 6, p. 1665-1679, 1994.

WIGMOSTA, M.S.; LETTENMAIER, D.P.. A Comparison of Simplified Methods for Routing Topographically-Driven Subsurface Flow. **Water Resources Research**, v. 35, n. 1, p. 255-264, 1999.

WIGMOSTA, M.S.; NIJSSEN, B.; STORCK, P. The distributed hydrology soil vegetation model. In: Singh, V.P.; Frevert, D.K. (eds). Mathematical models of small watershed hydrology and applications. **Water Resources Publications**, LLC, 2002. p. 7-42.

WOOD, E.F. Scaling behaviour of hydrological fluxes and variables: empirical studies using a hydrological model and remote sensing data. In: Kalma, J.D. and Sivapalan, M. (eds). **Scale Issues in Hydrological Modelling**. England: John Wiley & Sons Ltd., 1995. p. 89-104.

WOOLDRIDGE, S.; KALMA, J.; KUCZERA, G. Parameterisation of a simple semi-distributed model for assessing the impact of land-use on hydrologic response. **Journal of Hydrology**, v. 254, p. 16-32, 2001.

WRIGHT, I.R.; NOBRE, C.A.; TOMASELLA, J.; ROCHA, H.R.; ROBERTS, J.M.; VERTAMATTI, E.; CULF, A.D.; ALVALÁ, R.C.S.; HODNETT, M.G.; UBARANA, V.N. Towards a GCM surface parameterization of Amazônia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (eds). **Amazonian Deforestation and Climate**. England: John Wiley & Sons Ltd, 1996. p. 473-504.

XUE, Y.; SELLERS P. J.; KINTER J. L., SHUKLA J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v. 4, p. 345-364, 1991.

XUE, Y. BASTABLE, N., DIRMEYER, P., SELLERS, P. Sensitivity of simulated surface fluxes to changes in land surface parameterization – a study using ABRACOS data. **J. Appl. Meteorol.**, v. 35, 386-400 p, 1995

XU, C. Y.; SINGH, V. P. Review on Regional Water Resources Assessment Models under Stationary and Changing Climate. **Water Resources Management**. v. 18, p. 591–612, 2004.

ZENG, N. Understanding climate sensitivity of tropical deforestation in a mechanistic model. **Journal of Climate**, v. 11, p. 1969-1975, 1998.

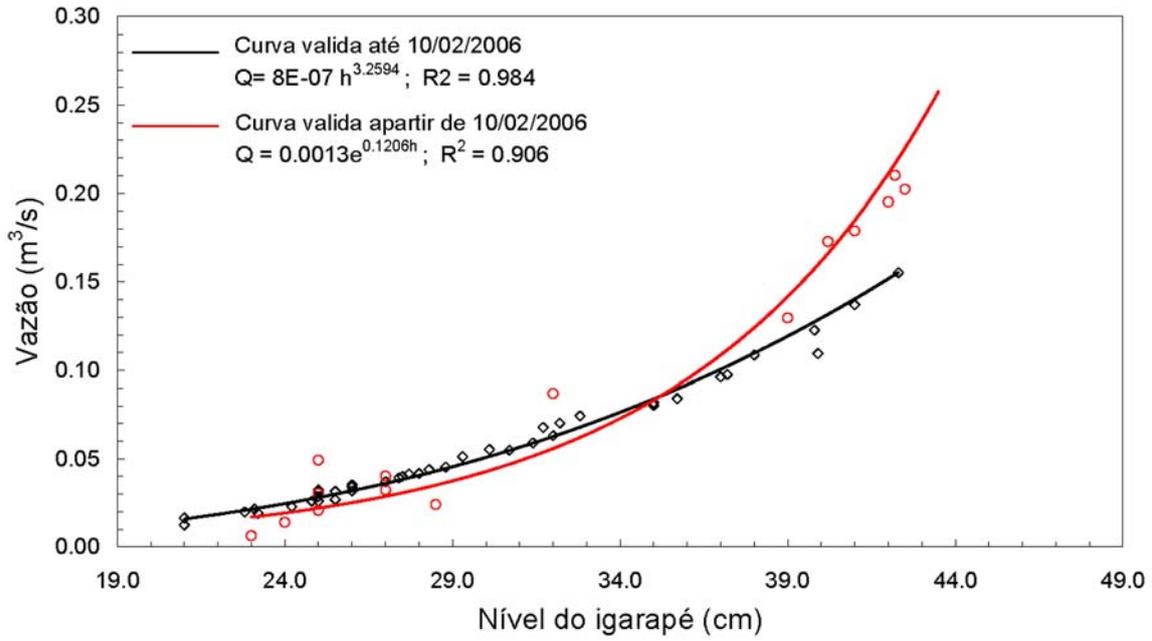
ZENG, N. Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D8, p. 9097-9106, 1999.

ZENG, N.; SHUTTLEWORTH, J. W.; GASH, J. H. C. Influence of temporal variability of rainfall on interception loss. Part I. Point analysis. **Journal of Hydrology**, v. 228, p. 228-241, 2000.

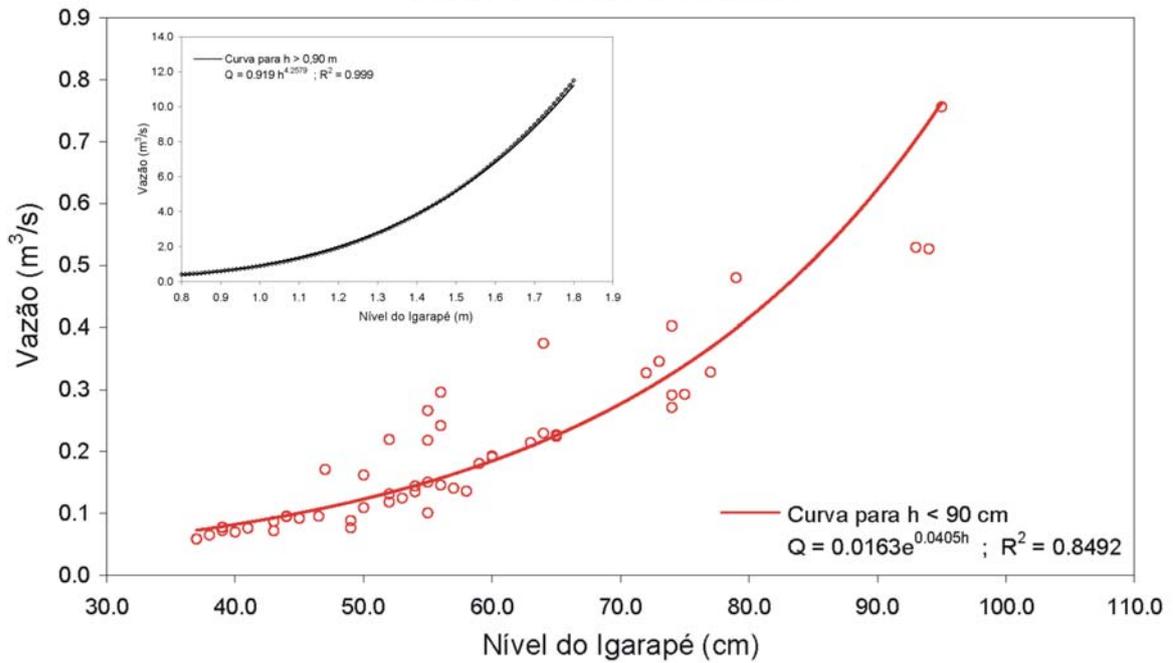


## ANEXO – A

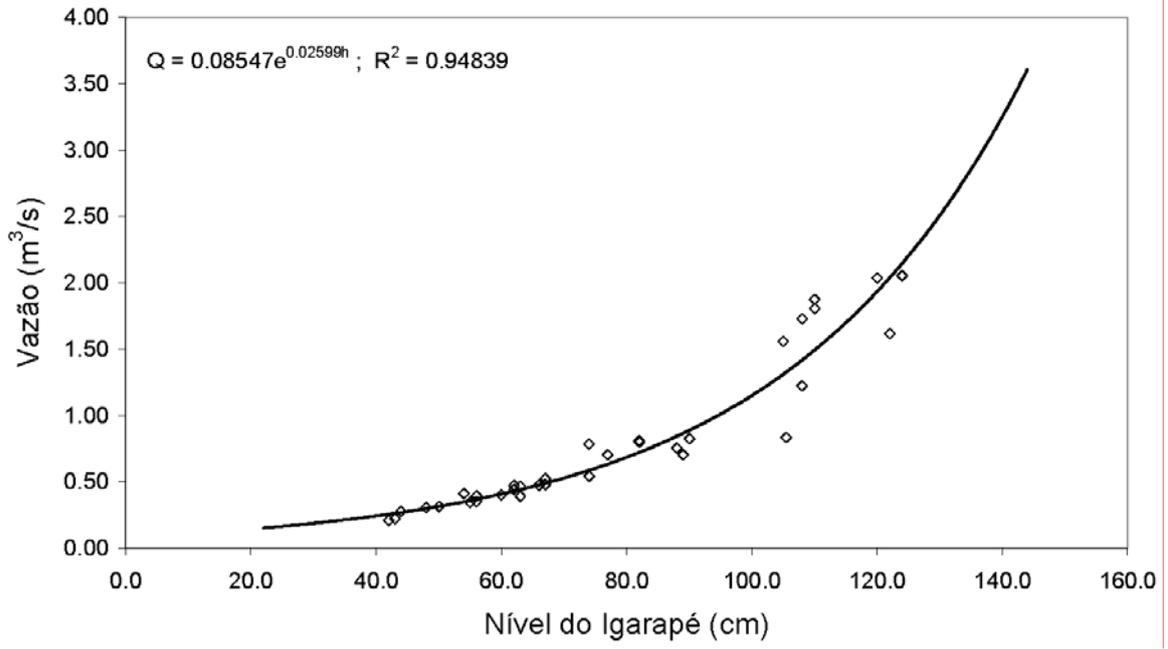
### Curva Chave Asu 1ª ordem



### Curva Chave Asu 2ª ordem



Curva Chave Asu 3ª ordem



## **ANEXO – B**

# Interception water-partitioning dynamics for a pristine rainforest in Central Amazonia: Marked differences between normal and dry years

Luz Adriana Cuartas<sup>a,\*</sup>, Javier Tomasella<sup>a</sup>, Antonio Donato Nobre<sup>b</sup>,  
Martin G. Hodnett<sup>c</sup>, Maarten J. Waterloo<sup>c</sup>, Juan Camilo Múnera<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, Centro de Previsão de Tempo e estudos Climáticos - CPTEC, Rodovia Presidente Dutra, 12630-000 Cachoeira Paulista, SP, Brazil*

<sup>b</sup>*Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Escritório Regional do INPA, Avenida dos Astronautas, 1758, 12227-010 São José dos Campos, SP, Brazil*

<sup>c</sup>*Faculty of Earth Sciences, Free University of Amsterdam, De Boelelaan 1085, 1081 HV, The Netherlands*

Received 12 June 2006; received in revised form 5 November 2006; accepted 6 April 2007

## Abstract

In this study, we designed and built an automated system of collection and measurement of throughfall and stemflow, developing a new sampling methodology. Throughfall was measured by trough-type system of collectors, each collector with sampling area of 5 cm × 6 m, connected every six troughs to a large tipping bucket raingauge. Our throughfall measurement system covered a larger surface area than do most commonly used randomly relocated gauges, reducing the spatial variability. Temporal resolution was high (5 min), allowing the study of the short-term dynamics of the interception process. Stemflow was collected from 65 trees and also measured by large tipping bucket raingauges. Water vapor exchange at the forest–atmosphere interface was derived from eddy covariance data from a flux tower in the same area as the interception study. During the study period (November 2002–October 2004) a mild El Niño year developed and total annual rainfall was considerably lower than the average for the region. The interception loss in the year with normal rainfall was 13.3%, compared to 22.6% of gross precipitation in the dry year. The interception difference is explained by the comparison of mean intensity and duration of events in the normal year (8.77 mm/h and 1.88 h) versus the driest year (5.36 mm/h and 2.32 h). Interception loss for the whole period represented 16.5% of the gross rainfall, with throughfall 82.9% and stemflow 0.6%. We used the analytical Gash model to estimate the interception loss. The model succeeded in capturing the variability associated to the variability in the characteristics of precipitation. This is the first study to show the variability of interception in relation to rainfall (seasonally and between years).

© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

**Keywords:** Interception loss; Evaporation; Throughfall; Stemflow; Amazon rainforest; Climate variability

## 1. Introduction

The Amazonian rainforest plays an important role in the regulation of local and regional climate (Salati et al., 1979; Salati and Vose, 1984; Marengo et al., 2004). According to Eltahir and Bras (1994) the atmosphere in the Amazon basin is an open system where the balance between input and output of atmospheric moisture is

\* Corresponding author. Tel.: +55 12 3945 6737;  
fax: +55 12 3945 6817.

E-mail addresses: [adriana@cptec.inpe.br](mailto:adriana@cptec.inpe.br) (L.A. Cuartas),  
[javier@cptec.inpe.br](mailto:javier@cptec.inpe.br) (J. Tomasella), [anobre@ltid.inpe.br](mailto:anobre@ltid.inpe.br)  
(A.D. Nobre), [mhodnett@lineone.net](mailto:mhodnett@lineone.net) (M.G. Hodnett),  
[maarten.waterloo@falw.vu.nl](mailto:maarten.waterloo@falw.vu.nl) (M.J. Waterloo),  
[juancmunera@yahoo.es](mailto:juancmunera@yahoo.es) (J.C. Múnera).

approximately 32%, that is, about 68% of the total inputs will ultimately leave the basin. Evapotranspiration is one of the most important components of the forest water balance. They also found that the recycling ratio (percentage of precipitation due to the local evapotranspiration) in the Amazon basin varies from 25 to 35%. Total evapotranspiration in forested areas is larger than in grasslands mainly due to the great amount of rainfall that is intercepted by the forest canopy (Bosch and Hewlett, 1982). This fraction of water not available to the soil modifies the balances of water and energy at the surface–atmosphere interface. The evaporative losses from interception in the canopy are significant, and in some environments may be the dominant component of forest evapotranspiration (Calder, 1977; Gash and Stewart, 1977; Viville et al., 1993). Shuttleworth (1988) showed that the interception loss at an experimental site in central Amazonia was 25% of total evaporation loss on average.

Several studies have tried to evaluate changes of local and regional climate due to Amazonian deforestation. Most of these studies, using a General Circulation Model (GCM) coupled to a surface scheme (Lean and Warrilow, 1989; Nobre et al., 1991; Dickinson and Kennedy, 1992; Henderson-Sellers et al., 1993; Lean and Rowntree, 1993; Manzi and Planton, 1996; Sud et al., 1996; Zhang and Henderson-Sellers, 1996; Hahmann and Dickinson, 1997; Lean and Rowntree, 1997; Costa and Foley, 2000; and others), showed agreement in the tendency but not in the magnitude of the variations of several variables. In the deforestation scenarios, surface temperature increased and evapotranspiration and rainfall decreased. However, long term observational data on these effects, which allows large scale models to be validated, are not yet available. Therefore, local hydrological studies of undisturbed rainforest provide base level information on initial conditions for subsequent evaluation of the influence of deforestation on regional and global climate (Tobón et al., 2000).

In view of the importance of interception loss as a component of evapotranspiration, many efforts have been made to measure effective rainfall (throughfall plus stemflow). The first studies were conducted for temperate forests (Rutter et al., 1971; Gash and Morton, 1978; Gash, 1979) and used the same sampling methodology to measure throughfall, consisting of a grid within which a number of collectors (<30) were randomly relocated after each event, or at regular time intervals. For stemflow, some studies measured a few trees ( $\leq 16$ ), with individual collar-type collectors. Several subsequent studies then simply utilised the stemflow values obtained by previous studies. The same methodology

was also applied to tropical forests and some studies have been carried out in Amazonia (Shuttleworth, 1988; Lloyd et al., 1988; Lloyd and Marques, 1988; Franken et al., 1992; Ubarana, 1996; Tobón et al., 2000; Ferreira et al., 2005). These studies also confirmed the validity of the methodology for tropical forests, which have a high spatial variability and heterogeneity compared to temperate forests that are often plantations, or natural forests with very few tree species. However, the procedure for measuring and relocating the collectors weekly, and especially after each event, is very laborious, especially for long measurement periods. At remote sites, it is often only possible to measure weekly, or even fortnightly, and in such conditions the catch in the collector is often from several events of different sizes, so that it is not possible to resolve the details of the interception process or analyze individual events. In addition, the spatial sampling is different for each sampling period, and there may be problems of collectors overflowing, so that the data cannot be used. For these reasons, we developed and adapted a sampling methodology which provided measurements of the components of interception using automated measurements with high temporal resolution (5 min). We used a similar strategy to that used by Cantú Silva and Okumura (1996) and Llorens et al. (1997) in temperate forest, and compared our results with those obtained using the classic movable individual collectors methodology.

A reformulated version of Gash's analytical model (Gash et al., 1995) was also implemented in this study to estimate the evaporation of the rainfall intercepted by canopy. The results of this model were compared with the observations. Finally, measured interception losses were compared with the evaporation from a saturated canopy, calculated using the Rutter model (Rutter et al., 1971; Rutter et al., 1975) and independent measurements of evaporation as a residual in the energy balance equation.

## 2. Materials and methods

### 2.1. Description of the study area

The study was carried out in the Cuieiras Biological Reservation of the Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), 80 km to the northwest of Manaus, which is one main project sites of the Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA), where a suite of hydrological instruments were installed to monitor the Asu catchment (second order), with a drainage area of 6.58 km<sup>2</sup>. It is an undisturbed terra firme rainforest area (Fig. 1). The topography has been formed by the dissection of a plateau of tertiary

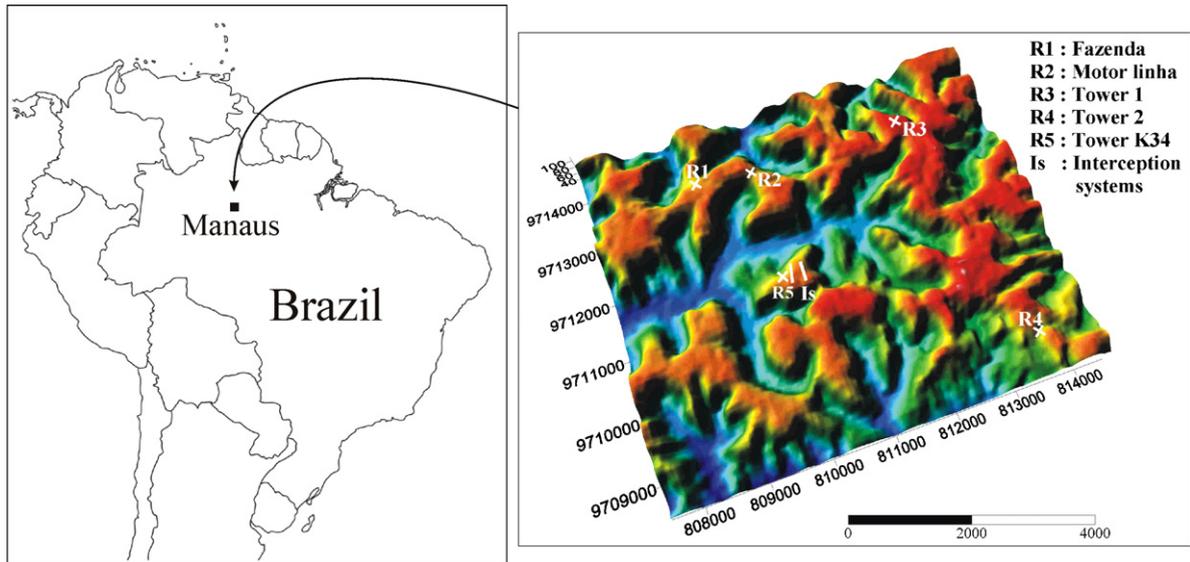


Fig. 1. Asu catchment, in the Cuieiras Biological Reservation, Manaus, Brazil. Location of rain gauge network and interception systems, in the Asu catchment.

sediments by valleys of various dimensions (Bravard and Righi, 1989), with maximum height difference of about 60 m. The experiment was installed on the plateau area, which soils are classified as *latossolos amarelos álicos*, clay, equivalent to typic *Haplorthox* or *Acrorthox* (Ranzani, 1980; Chauvel, 1982; Chauvel et al., 1987). Tropical rainforests are known to harbor great number of tree species; in our study area one botanical inventory revealed 245 tree species  $\text{ha}^{-1}$ , in a density of 670 trees  $\text{ha}^{-1}$  (DBH > 10 cm) with basal area adding up to 33.65  $\text{m}^2 \text{ha}^{-1}$ , average canopy height of about 30 m and emergent trees reaching up to 35 m (I. L. Amaral, pers. comm.). LAI measured for this forest was 6.1 (Marques Filho et al., 2005). In central Amazonia the climate is tropical monsoonal (Köppen Am climate), with an annual average temperature of 26 °C and relative humidity of about 84%. The wet season extends from November to May, and the dry season from June to October, with an average annual rainfall (1966–1992) of 2442 mm (sd of 306 mm) at Ducke Reserve, about 75 km SE of the present study site. The winds are predominantly from the northeast. More detailed descriptions of the area are found in Araújo et al. (2002), Waterloo et al. (2006) and Tomasella et al. (in press).

## 2.2. Instrumentation

Gross rainfall was measured by five rain gauges located around the catchment (Fig. 1). One was located on top of the K34 micrometeorological tower (53 m

high), two were located in clearings (fazenda and motor-de-linha), and the remaining two were installed on the top of towers along the access road, one on a 24 m high (tower 1) and the other on a 12 m high (tower 2). The gauge of the K34 tower had a resolution of 0.2 mm and the other four gauges had a resolution of 0.18 mm. Rainfall data was logged every 30 min for the K34 rain gauge, and at 5 min intervals for the others. Later in the study, an additional rain gauge, with 0.5 mm resolution and logged at 5 min intervals, was installed on the K34 tower for verification purposes. For the analysis, the data from the K34 tower rain gauges were used because they were nearest to the two throughfall and stemflow measurement systems. If these data were not available, the gaps were filled interpolating data from other rain gauges using the inverse of distances method.

The throughfall system was composed of “V”-shaped troughs constructed of PVC (polyvinyl chloride) sheet material, mounted on a PVC collecting tube (Fig. 2). Each collector had a collecting area 5 cm wide and 6 m long. Conventional U or V-shaped troughs or gutters suffer problems of blockage by fallen debris and of water loss due to splash out (Llorens et al., 1997). In the system described here, loss by splash out was minimized by using a steep-sided V-shape, and through the assembly of the trough onto a collector tube with a continuous slot cut along its upper surface (Fig. 2). This linear drain in the bottom of the trough facilitated drainage to the collector tube. The drainage slot at the bottom of the trough was covered by a nylon mesh filter screen which minimized the entry of debris,

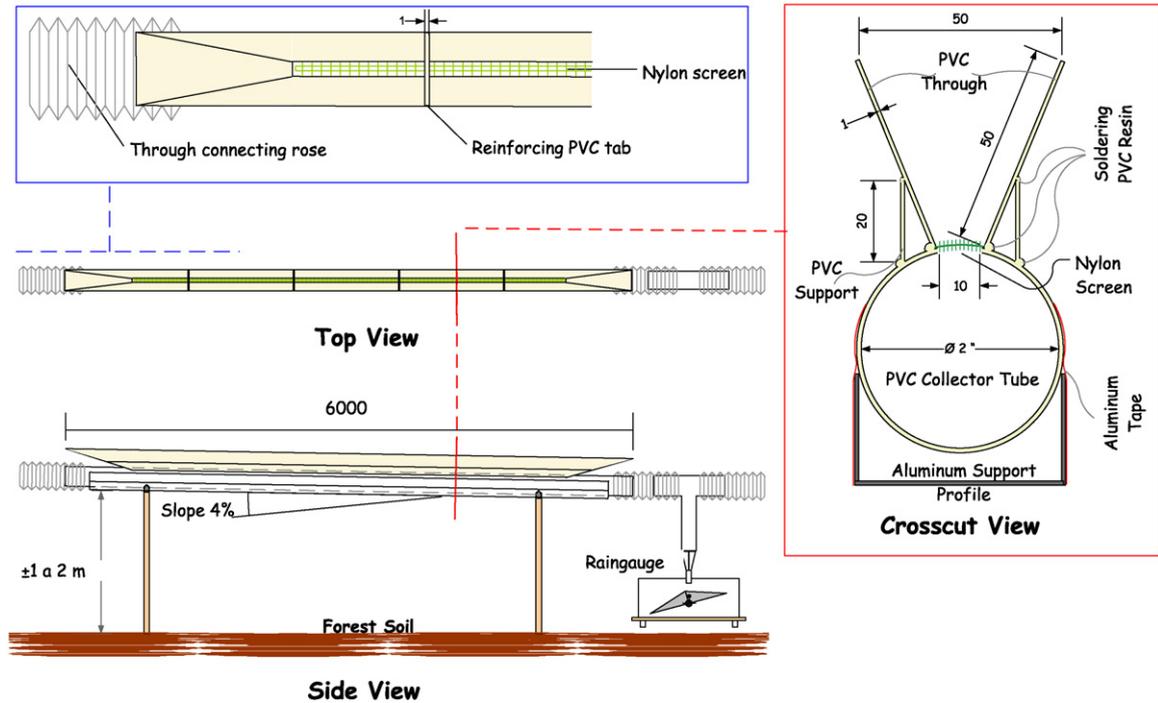


Fig. 2. Drained-through throughfall measurement system.

considerably reducing the demand for cleaning and maintaining the system. The trough system was modular and we used a set of six troughs connected in to a large tipping bucket raingauge (total length 36 m and cross-sectional area 1.8 m<sup>2</sup>). The gauge had a capacity of 125 ml per tip and the data logger was set to log throughfall volumes ( $T_f$ ) every 5 min. The set was installed about 40 m from the K34 tower, at a height of 1–2 m to eliminate the problem of splash-in from the ground and to permit a slope of approximately 4% to encourage drainage to the gauge. A second set of replicate troughs were also installed for validation, about 300 m away of the first one, and was operated from July 2002 to February 2004.

We have taken careful measures during field deployment to represent the rainforest most significantly. Still, one should not lose sight to the fact that due to sheer richness of species and the limitations of this type of study, carrying throughfall and stemflow sampling for all canopy tree species occurring in the area was not practicable. We applied the following criteria to choose the study location and specific sampling sites: (1) keep comparability with previous studies done in similar type of nonhomogeneous tropical forests (Shuttleworth, 1988; Lloyd et al., 1988; Lloyd and Marques, 1988; Lloyd, 1990; Franken et al., 1992; Ubarana, 1996; Tobón et al., 2000; Ferreira

et al., 2005); (2) restrict areas to be sampled to “old growth stands” bearing intact canopy; (3) place the trough modules in a serial-linear spatial arrangement to sample the widest extension of forest allowable with the available modules and (4) pick the measurement spot through random placement (standard procedure to locate sampling devices for this type of study in tropical rainforests). In terms of canopy structure and closure the chosen sampling sites were relatively homogeneous. However, the main sampling site had a slightly lower concentration of big trees than the replicate site, what might have meant a slightly denser canopy in the later.

Because the 36 m trough-collector represents a linear and continuous sampling surface, and its length is greater than the length-scale variation of leaves, branches and even tree crowns, its catch should be a representative integral of throughfall. In addition, the sampling area of 1.8 m<sup>2</sup> is very much greater than, for example, that of 30 individual collectors each 21 cm in diameter (total area 1.04 m<sup>2</sup>). The modular and linked trough system reduces the need for multiple gauges for flow measurement, and because of the large surface area of the troughs, removes the need for large numbers of individual raingauges to sample the heterogeneity of throughfall. This represents a significant advance over the classic system of individual collectors, where to obtain a sampling with high temporal and spatial

resolution it is required so many collectors and gauging systems that it becomes highly complex and expensive to install and operate.

Stemflow has rarely been measured in interception studies for rainforests, because the few studies that have been carried out have shown that stemflow is a very small component when compared to throughfall (Levia and Frost, 2003). When stemflow has been measured, most often only a few trees were fitted with collars, with the catch directed to individual tank collectors, which were measured manually. However, in a very recent study carried out in Borneo, Manfroi et al. (2004), measured stemflow for a significant number of trees (66 in an area of 100 m<sup>2</sup>). In our study, the aim was to measure the stemflow from a larger number of trees than in many previous studies in Amazonia, and to make it at a much better temporal resolution. Stemflow ( $S_f$ ) was measured for 32 trees (3.9 cm  $\leq$  DBH  $\leq$  46.2 cm) in the main system and for 33 trees (3.5 cm  $\leq$  DBH  $\leq$  48.4 cm) in the replicate system. These trees contained all the crowns on the upper canopy that covered half the area sampled for throughfall (along 18 m of the troughs in both systems). We used stemflow collecting collars formed of self adhesive aluminum tape wrapped around the tree trunk and molded to divert the descending flow into a tube connected to a PVC pipe collection system that joined the catch of all the individual stemflow collectors to large tipping bucket gauges, identical to those used to measure the throughfall.

All raingauges were dynamically calibrated using the methodology proposed by Calder and Kidd (1978). They indicated that there was a nonlinear relationship between the flow rate and the tipping rate, due to the fact that, as the bucket tips, an amount of water (depending on the flow rate) is lost during the time taken by the bucket to move from its top to the central position (once past the central position, the other bucket begins to fill). Therefore, for high intensity rainfall events (large volumes of water in short time) the tipping bucket measurements would not be sufficiently accurate if a static calibration were applied. The length of the trough system (18 m on each side of the raingauge inlet) with its 4% slope determined an average 3 min residence time for the water transiting the system. This time lag did not imply any loss of water and was shorter than the 5 min interval used in the data logging.

This study also had access to the data from the K34 micrometeorological eddy flux tower (2° 36' 32.67" S, 60° 12' 33.48" W, 130 m asl), that monitors continually, and for the whole catchment area, the energy, water and CO<sub>2</sub> exchange at the forest–atmosphere interface. There is an automatic weather station connected to a

CR-10 datalogger (Campbell Scientific, UK), logging data at 30 s intervals and storing averages every 30 min. Wind velocity 3D components were measured at a 10 Hz frequency by two three-axis Solent ultrasonic anemometers, type 1012R2 (Gill, UK). Water vapor mixing ratios were also measured at a 10 Hz frequency with an infrared gas analyzer LI6262 (LI-COR, Lincoln, USA). The data were stored as 30 min averages. For details of flux tower instrumentation and their variables see Araújo et al. (2002).

### 2.3. Validation for random sampling

To validate the new methodology of drained-troughs a comparison experiment with the classic individual sampling methodology used in previous studies (Gash and Morton, 1978; Lloyd et al., 1988; Lloyd and Marques, 1988; Ubarana, 1996; Tobón et al., 2000 and others) was carried out. Forty-nine individual collectors (10.75 cm diameter) were placed under canopy in the main interception experiment area, arranged in a grid of 10 m  $\times$  100 m. The collectors were randomly relocated within the grid after each event, or every week. The experiment spanned both wet and dry seasons.

### 2.4. The sparse Gash's analytical model

Gash's analytical model assumes that there is enough time between rainfall events to allow that the canopy and the trunks are completely dry before beginning each new event, and it also assumes that each one of these events presents three phases: (i) a wetting phase during which rainfall,  $P_G$  (in mm), is less than the threshold value required to saturate the canopy,  $P'_G$  (in mm); (ii) a saturation phase, where rainfall intensity ( $R$ ) exceeds the evaporation from wet canopy ( $E$ ); and (iii) a drying phase after rainfall has ceased. The vegetation structure is described in terms of canopy capacity,  $S$  (in mm), which is defined as the amount of water left on a saturated canopy under zero evaporation conditions after rainfall and canopy drainage have ceased (Gash and Morton, 1978); a free throughfall coefficient,  $p$ , is defined as the proportion of the incident rainfall that passes through the canopy without hitting the canopy. The evaporation from trunks is described in terms of storage capacity,  $S_t$  (in mm), and the fraction of incident rainfall that is diverted to the trunks,  $p_t$ . Finally, the ratio of mean evaporation rate ( $\bar{E}$ ), over mean rainfall rate ( $\bar{R}$ ) during rainfall, for wet canopy conditions, is required. Gash et al. (1995) also includes a canopy cover fraction,  $c$ , which linearly related to canopy capacity and wet canopy evaporation rate. Table 1 shows the model equations.

Table 1

Equations used in reformulated Gash's analytical model (Adapted from Gash et al., 1995)

Components of interception loss	Reformulated Gash et al. (1995) model
For $m$ -storms insufficient to saturate the canopy ( $P_G \leq P'_G$ ).	$c \sum_{j=1}^m P_{G,j}$
For $n$ -storms sufficient to saturate the canopy ( $P_G > P'_G$ )	
Wetting up of canopy	$ncP'_G - ncS_c$
Wet canopy evaporation during storm.	$\frac{c\bar{E}_c}{R} \sum_{j=1}^n (P_{G,j} - P'_G)$
Evaporation after rainfall ceased	$ncS_c$
For $q$ -storms sufficient to saturate the stems	
Evaporation from stems for $q$ -storms $> S_t/p_t$ , which saturate the stem and in the left column for the $n + m - q$ , or in the right column for the $n - q$ .	$qS_t + p_t \sum_{j=1}^{n-q} P_{G,j}$
Parameters	
Rainfall necessary to saturate the canopy.	$P'_G = -\frac{\bar{R}S}{\bar{E}} \ln \left[ 1 - \frac{\bar{E}}{c\bar{R}} \right]$
Mean wet canopy evaporation rate	$\bar{E} = c\bar{E}_c$
Canopy capacity	$S = cS_c$
Canopy cover fraction	$c$

### 2.5. Estimation of wet canopy evaporation

Mizutani et al. (1997), Grelle et al. (1997) and Gash et al. (1999) have demonstrated that sonic anemometers are not affected by rainfall, and can be used to measure the evaporation from the forest during rainfall. Therefore, sonic anemometer data from the study area were used to obtain the measured evaporation as the residual of the energy balance, and to estimate the evaporation for saturated vegetation and closed canopy.

To estimate wet canopy evaporation, the Rutter model was implemented, which uses Penman–Monteith equation to calculate potential evaporation,  $E_p$ , as

$$E_p = \frac{\Delta A + \rho c_p D g_a}{\lambda(\Delta + \gamma)} \quad (1)$$

where  $\Delta$  is the slope of the saturated vapor pressure curve,  $A$  is the available energy,  $\rho$  is the density of air,  $c_p$  is the specific heat of air at constant pressure,  $D$  is the vapor pressure deficit,  $g_a$  is the aerodynamic conductance,  $\lambda$  is the latent heat of vaporization of water and  $\gamma$  is the psychrometric constant. To estimate aerodynamic conductance under wet canopy conditions, two methods described in Gash et al. (1999) was used:

- (i) aerodynamic conductance for momentum transfer in near neutral conditions ( $g_{a,M}$ ),

$$g_{a,M} = \left\{ \frac{k}{\ln \left[ (z-d)/z_{O,M} \right]} \right\}^2 u \quad (2)$$

- (ii) and for vapor flux ( $g_{a,V}$ ),

$$g_{a,V} = \frac{u_*}{u/u_* + 2/k} \quad (3)$$

and including the effect of atmospheric stability,

$$g_{a,V} = \frac{u_*}{u/u_* + 2/k + \psi/k} \quad (4)$$

where  $k$  is von Kármán's constant,  $d$  is the zero plane displacement,  $z_{O,M}$  is the roughness length for momentum,  $u$  is the wind speed at height  $z$ ,  $u_*$  is the friction velocity, and  $\psi$  is an integrated stability correction function for vapor and heat exchange estimated from flux tower data. Using the above methodologies, wet canopy evaporation was estimated at 30 min intervals.

The measured evaporation was derived from the energy balance equation,

$$\lambda E = Rn - H - G - J \quad (5)$$

where  $Rn$ ,  $H$ ,  $G$  and  $J$  are the measured net radiation, sensible and soil heat fluxes, respectively, and the change in storage energy in both biomass and the canopy air space.  $G$  is approximately equal to zero in tropical rainforest and  $J$  was estimated according to Moore and Fisch (1986) formulation from air temperature and specific humidity variations.

## 3. Results

### 3.1. Comparison of sampling methodologies

Throughfall was measured on 29 occasions using the classic method. The measurements were distributed over the period from April 2003 to March 2004. Eight of these had very intense events that resulted in collector overflows, leading to the need to discard them in the analyses. Throughfall values measured by the collectors

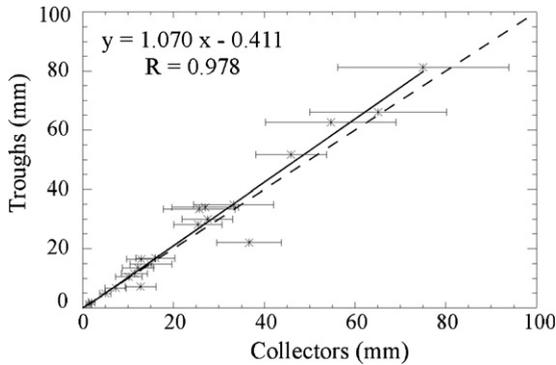


Fig. 3. Relationship between throughfall measurements by trough and collectors.

Table 2  
Summary of the comparative experiments.

	(mm)	$Tf$ (%)	$I$ (%)
$P_G$	635.8		
$Tf$ collectors	522.1	82.1	17.9
$Tf$ drained-troughs	549.9	86.5	13.5

were quite similar and not statistically different to the ones measured by the drained-troughs (Fig. 3): the test of the unitary slope hypothesis and zero intercept showed that the regression line with slope of 1.07 is not significantly different from the 1:1 line ( $p$ -values of

0.20 and 0.81 for the slope and the intercept, respectively). For the collectors, standard deviations ranged from 0.44 to 18.86 mm and coefficients of variation between of 0.17 to 0.34, corresponding to the smaller and larger events, respectively (Fig. 3). Table 2 shows that the losses from interception were 17.9 and 13.5% for the collectors and drained-troughs, respectively.

### 3.2. Precipitation

Analysis was carried out for the period from November 2002 to October 2004, encompassing two hydrological years in the region. Rainfall events were defined as being separated by periods of at least 3 h without rain, totaling 247 and 270 events for the first and the second year, respectively. The precipitation showed great spatial variability, mainly in the dry periods. Monthly precipitation shows a unimodal cycle, with rainy months from November to May (Fig. 4), with the highest rainfall in April. During the first measured wet season (2002–2003) a mild El Niño year developed and the monthly rainfalls were particularly low (for further information refers to CPTEC monthly climate bulletin at <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/>). The precipitation in first year was 2025 and 2804 mm in second year. The largest difference in the gross rainfall appeared between the two wet seasons

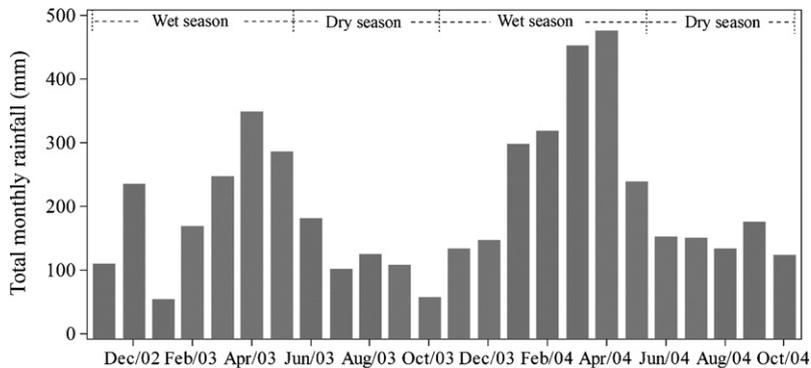


Fig. 4. Total monthly rainfall from November 2002 to October 2004.

Table 3  
Gross rainfall, average rainfall intensity, duration and percentage of throughfall, stemflow and interception losses for the study period

Period (mm)	$P_G$ (mm/h)	$\bar{R}$ (h)	$\bar{d}$ (%)	$Tf$ (%)	$Sf$ (%)	$I$
November 2002–October 2003	2025.2	5.4	2.3	76.8	0.6	22.6
November 2003–October 2004	2804.0	8.8	1.9	86.0	0.6	13.3
Wet season 2002–2003	1453.4	5.6	2.4	77.8	0.7	21.4
Dry season 2002–2003	571.8	5.0	2.2	74.8	0.2	25.0
Wet season 2003–2004	2067.9	7.1	2.3	85.4	0.7	13.9
Dry season 2003–2004	736.1	11.8	1.1	87.6	0.4	12.0

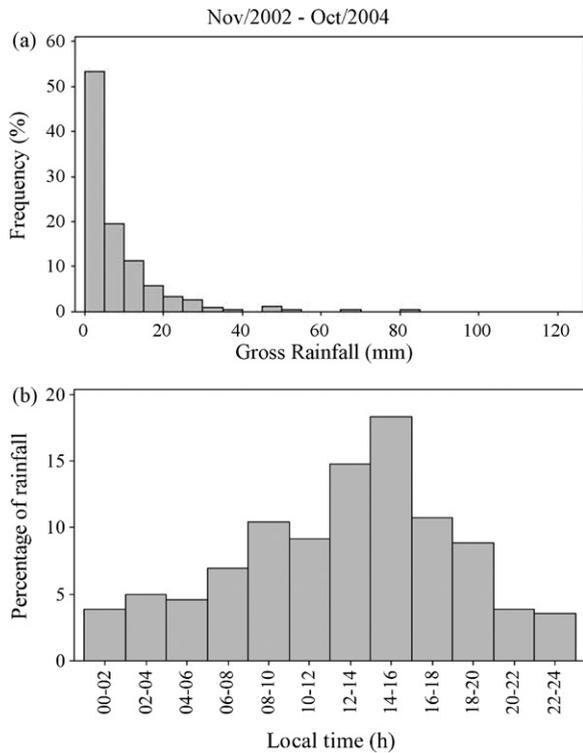


Fig. 5. Rainfall characteristics in the Asu catchment (November 2002–October 2004).

(Table 3). The mean rainfall intensities were 5.4 and 8.8 mm/h for the first and second year, respectively, and the average intensity for the whole period of study was 7.13 mm/h.

During the study period, in approximately 53% of rainfall events, the totals were <5 mm, and in 18% they were between 5 and 10 mm (Fig. 5a). Rainfall occurred most frequently between 14 and 16 h local time, and approximately 32% of the total rainfall fell between 12 and 16 h local time (Fig. 5b). This rain is mainly convective, and the timing found in this study is in agreement with results from other studies carried out in central Amazonia. Lin et al. (2000) found that the maximum occurred at approximately 16 h local time, and Lloyd (1990) and Lin et al. (2000) showed that the diurnal cycle of the convective rain in Amazonia has its maximum between 13 and 16 h local time. It is also of note that Marengo et al. (2004) found that stratiform rain in Amazonia also displays a maximum between the 12 and 16 h local time, suggesting coexistence between stratiform clouds and deep cumulus in the afternoon period.

Fig. 6 shows how the duration and the intensity of the events varied considerably from year to year. In the driest year, 34% of the events had a duration <1 h, compared to 46% of the events in the following year. For the first year, the modal intensity was <2.5 mm/h on 53% of the events, while in the second year, only 28% were of this intensity, following by 30% with intensity from 5.0 to 7.5 mm/h. In addition, in the second year, there were a larger number of events with intensities >50 mm/h. Although the time span without rain (storm break time) showed a different frequency distribution between the two years, their distributions are not

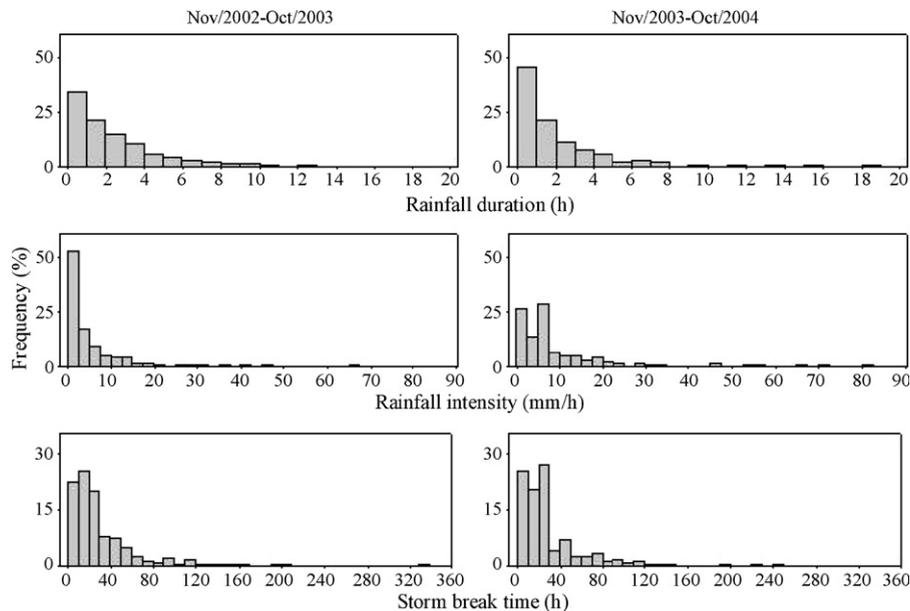


Fig. 6. Rainfall characteristic year to year.

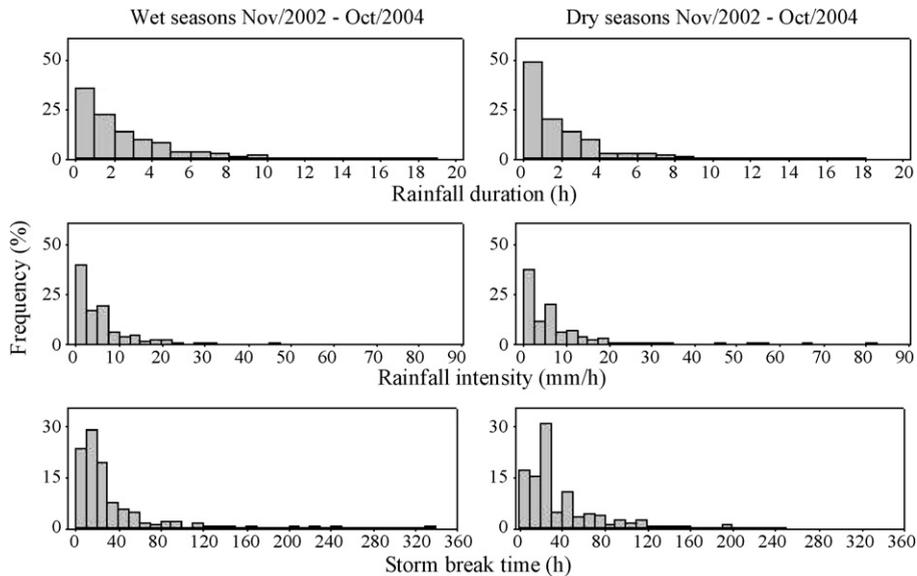


Fig. 7. Rainfall characteristic from November 2002 to October 2004 for wet and dry seasons.

different (unilateral Kolmogorov–Smirnov test,  $\chi^2 = 0.34$ ,  $p$ -value = 0.85).

When analyzing the precipitation seasonally, it was observed that events  $<5$  mm were more frequent in the dry season (56%) than in the wet season (51%). Events with  $>40$  mm were more frequent in the wet season, although overall, the intensity frequency distribution of events (Fig. 7) in both seasons was fairly similar (unilateral Kolmogorov–Smirnov test,  $\chi^2 = 0.99$ ,  $p$ -value = 0.61). However, events with intensities  $>30$  mm/h were more frequent in the dry season. This is due to smaller event duration in the dry season (68% of the events with duration  $<2$  h, compared to 57% in the wet season).

### 3.3. Throughfall and stemflow

Due to the inherent difficulties of working in rainforests, technical problems occurred for some periods in both the interception experiment and the K34 tower equipment. As a result, data were not available, or had to be excluded from the analysis, for approximately 26.7% of the recorded events. For the remaining periods, with 379 events, the total precipitation was 3064.2 mm, with a total throughfall of 2539.3 mm and a total stemflow of 18.6 mm. For these data, the throughfall and stemflow were 82.9 and 0.6% of the total precipitation, respectively, with 16.5% lost to interception (Fig. 8). There was a large difference between the first and second years of the study, for which the measured interception was 22.6 and 13.3%, respectively. These differences can be explained by the

differences in precipitation characteristics between the study years (Table 3). Seasonally, the differences are also significant, with interception losses of 21.4 and 13.9% in the wet seasons of 2002–2003 and 2003–2004, respectively, and of 25.0 and 12.0% in the dry seasons (Table 3). These differences may also be explained by the differences in the characteristics of the rainfall.

Comparing the main experiment data with the replicate, for 167 coincident events (for which both systems were working properly), interception losses were 24.54% and 29.52%, respectively. Throughfall was 76.41% and 71.01%, and stemflow was 0.95% and 0.53%, respectively. However, some events had large differences: of the 167 events analyzed, 30 presented differences larger than 2 mm, 16 events with differences larger than 3 mm, and 12 events with differences larger than 4 mm. Although the systems were only 300 m

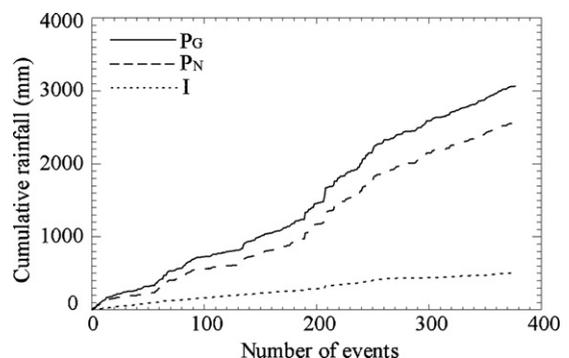


Fig. 8. Cumulative gross precipitation, net precipitation ( $T_f + S_f$ ) and measured interception loss plot against number of events from November 2002 to October 2004.

apart, these differences can be attributed to a large spatial variability of precipitation, mainly in dry season. In addition, the density and composition of the canopy may differ in each area and these cannot be disregarded as a source of throughfall variability. However, to examine the influence of the latter factors on throughfall would require detailed 3 dimensional descriptions of the canopy at each location, a task outside the scope of the present study.

### 3.4. Modelling

The canopy parameters were obtained from the main experiment data. The methodology to calculate canopy storage capacity ( $S$ ) was similar to that used by Lloyd et al. (1988) and Ubarana (1996). Storm events were chosen with at least 6 hours between events and with gross rainfall between 2 and 20 mm. Linear regression of gross rainfall versus throughfall produced a slope of  $0.88 \pm 0.03$  and an intercept of  $-0.92 \pm 0.27$  mm, generating 1.049 mm of gross rainfall when  $Tf$  is zero. Thus,  $S = 1.049$  mm. The trunk storage capacity ( $S_t$ ) was obtained in the same way as  $S$  except that the time between events was  $\geq 24$  h, resulting in the curve  $Sf = 0.013 (\pm 0.001) P_G - 0.06 (\pm 0.01)$ , which gives a value for  $S_t$  of 0.06 mm and  $p_t = 0.013$ . The value of the free precipitation coefficient ( $p$ ) used in the modeling of this study was  $p = 0.031$ , and canopy cover fraction  $c = 0.969$ . These were taken from the results of Ubarana (1996) for the Jaru Reservation, as the values of the other canopy parameters obtained in this study were similar to those obtained for the Jaru forest. The average evaporation ( $\bar{E}$ ) during rainfall was 0.32 mm/h and the average rainfall intensity ( $\bar{R}$ ) was 7.13 mm/h.

Fig. 9 shows total losses by interception obtained by the Gash model (Gash et al., 1995) compared with observations. The Gash model estimated a total of 445.1 mm of interception, which represented 14.5% of

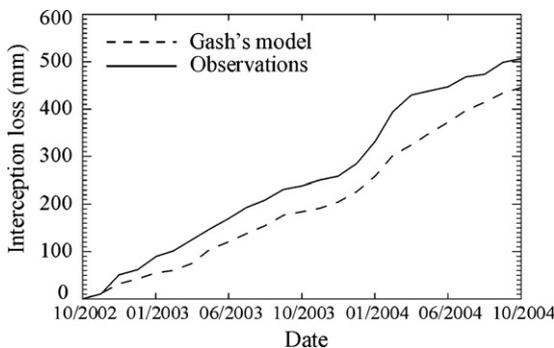


Fig. 9. Comparison of cumulative measured and estimated interception loss by sparse Gash's analytical model.

Table 4

Comparison between Gash model and measurements

Period	I (%)	
	Gash 1995	Observations
November 2002–October 2003	17.5	22.6
November 2003–October 2004	13.0	13.3
Wet season 2002–2003	15.2	21.4
Dry season 2002–2003	21.9	25.0
Wet season 2003–2004	11.4	13.9
Dry season 2003–2004	17.1	12.0
November 2002–October 2004	14.5	16.5

the 3064.2 mm rainfall. Table 4 shows interception percentages for the study period, discriminating the wet and dry seasons. The model succeeded in capturing the variability associated to the variability in the characteristics of precipitation. However, the Gash model generated values contrastingly different to the observations for the 2002–2003 wet season, and for the 2003–2004 dry season.

### 3.5. Comparison of wet canopy evaporation measurements and modelling

The analyses were carried out for periods for which data were available from both the interception experiment and the K34 tower. The parameters for the original Rutter model were determined according to the suggestion proposed by Rutter et al. (1975), which assumes that the rate of drainage of the saturated canopy ( $D_S$ ) and the  $b$  coefficient are proportional to LAI, and LAI is directly proportional to  $S$ . Using these assumptions, we obtained a value for  $D_S = 0.002 \text{ mm min}^{-1}$  and  $b = 3.696$ . The model was run with a 30 min time step. In Fig. 10, measured and estimated evaporation are compared using different methods to calculate the aerodynamic conductance in the Penman–Monteith equation, for saturated canopy conditions. The estimated evaporation using aerodynamic conductance for vapor flux (Fig. 10 a) and the aerodynamic conductance for momentum, in neutral conditions (Fig. 10 b), produced values which were very close to the measured ones. There was no significant statistical difference between them: testing the hypothesis of unitary slope resulted that the regression lines with slope of 0.983 and 0.981, are not significantly different from the 1:1 line (values of  $t$  of  $-1.66$  and  $-1.82$  for slopes in Fig. 10 (a) and (b), respectively), at the 0.05 significance level. However when compared with the interception measurements (Fig. 11), it can be seen that the measured evaporation (248.4 mm) as the estimated evaporation (246.5 and 245.6 mm, using  $g_{a,v}$  and  $g_{a,M}$ , respectively) is smaller than the interception (287.2 mm),

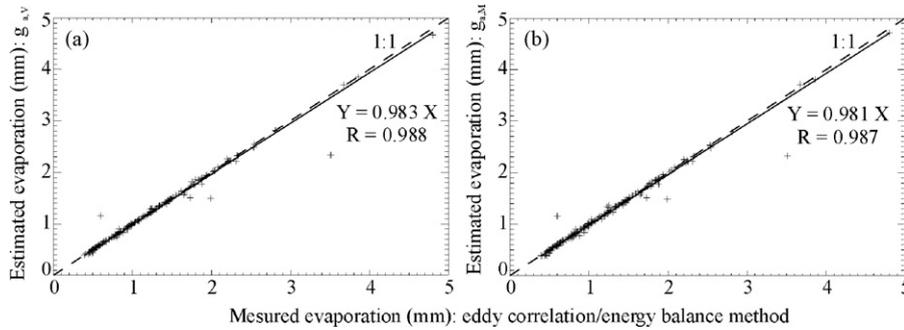


Fig. 10. Comparison of measured and modeled evaporation by original version of the Rutter model with two methods for calculating the aerodynamic conductance: (a) the aerodynamic conductance for vapor estimated from Eq. (4) and (b) the aerodynamic conductance for momentum estimated from Eq. (2).

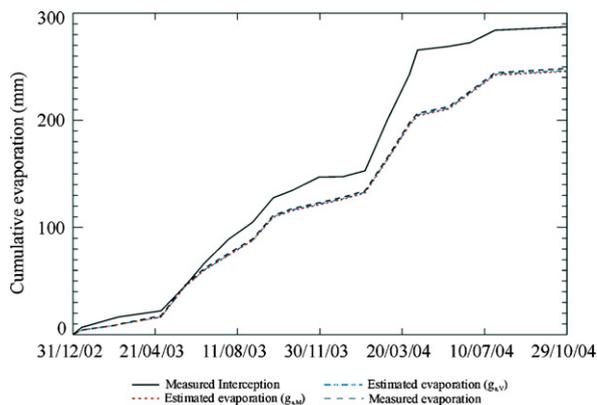


Fig. 11. Comparison of cumulative measured and modeled evaporation and measured interception loss ( $I = P_G - Tf - Sf$ ).

from difference among rainfall and measured throughfall plus stemflow.

#### 4. Discussion

The large sampling area and automatic throughfall sampling methodology developed in this work performed well when compared to the classic methodology of individual collectors. The system with drained-troughs proved to be less complicated and less laborious, operating for long periods with little maintenance. Its collecting area of  $1.8 \text{ m}^2$  (and a further  $1.8 \text{ m}^2$  on the replicate system) required one tipping bucket raingauge (one more for the replicate). Lloyd et al. (1988) used 14 automatic raingauges (with the same total sampling area as in this study) to obtain data with higher temporal resolution than they had in their manual system, the latter with a smaller total sampling area than in this study. One very large advantage of the drained-troughs is that they eliminate the laborious work of measuring the catch of individual

collectors and randomly relocating them. The continuous sampling along a long enough transect to collect throughfall in the form of an integral for a sufficient variety of representative trees in the area, is a significant advance in relation to the discrete sampling system of the classic methodology. This observation is partially corroborated by Lloyd and Marques (1988) in a study carried out in a nearby area and for a similar forest. They concluded that collectors randomly relocated along a transect line gave better estimates of the average throughfall than those placed in a regular grid. Following the same line of argument, we suggest that the areally integrated measurement represented by the continuous drained-troughs greatly reduces the spatial variability “noise” in the data if compared to that produced by a number of randomly relocated individual collectors, representing an improvement over the findings by Lloyd and Marques (1988). Moreover, it is of note that, unless there are a very large number of randomly relocated collectors, the sampling variability will be different for each random relocation (and sampling period). In addition, at any given collector location, there will be a temporal change in the catch caused by the wetting of the canopy, so that the variability will depend on the size(s) of the event(s) sampled. In the case of the occasional drip points at which the throughfall exceeds the incident rainfall, these may only begin to function after a certain threshold of rainfall required to wet the pathways that conduct water to the drip point.

The throughfall ratio found in this study is coherent with results of previous studies carried out in other areas of Amazonia (Table 5), but the values found for stemflow correspond to the lowest already estimated in Amazonia. This may be due to different measurement techniques, but may also be because, in this study, the stemflow from more trees was measured than in

Table 5  
Comparison with other studies developed in Amazonian rainforest

Location	$T_f$ (%)	$S_f$ (%)	$I$ (%)	Period	References
Brazil	80.2	–	19.8		Franken et al. (1992)
Brazil	87–91	1.8–3.3	8.9 ( $\pm 3.6$ )	September 1983–August 1985	Lloyd and Marques (1988)
Brazil	86–87	0.8–1.4	11.6–12.9 ( $\pm 5.9$ )	August 1992–August 1994	Ubarana (1996)
Colombia	82–87	0.9–1.5	12.0–17.0	December 1993–August 1997	Tobón et al. (2000)
Brazil	74.2–87.1	–	12.9–25.8	January 1994–February 1995 and February 1995–January 1996	Ferreira et al. (2005)
Brazil	82.9	0.6	16.5	November 2002–October 2004	This study

previous studies in Amazonia. Manfroi et al. (2004) showed that the trees with DBH (diameter at breast height)  $\leq 10$  cm contributed 77% of the total stemflow. Trees in this size range were 89.4% of the total sampled in their study, compared to 56.3 and 45.5% in the main and replicate plots in our study. If it is a general pattern in forests for the smaller diameter trees to produce the bulk of the stemflow, as found by Manfroi et al. (2004), then the fact that only about half of the trees in our study had a DBH  $> 10$  cm might have led to the lower stemflow contribution obtained. However, until a study is carried out at our site, using the same methodology as Manfroi et al. (2004), we will not know the consistency of these stemflow values. However, because the stemflow contribution to the interception is very small, this uncertainty should not be of major concern.

Strong intrannual variations of rainfall had a considerable influence on the interception loss. According to Zeng et al. (2000), factors other than storm duration that control interception loss are: the time between the beginning of an event and the beginning of the following one (interstorm arrival time) and the time to evaporate a saturated canopy, which depends on canopy storage capacity ( $S$ ) and the wet canopy potential evaporation rate, and, less important, the rainfall intensity. According to Lloyd (1990), the relationship between the frequency and storm duration and canopy storage capacity is an important and dominant characteristic of interception loss for tropical rainforests. In our study, mean rainfall intensity and duration varied considerably from year to year, but the interstorm arrival time did not vary very much

(unilateral Kolmogorov–Smirnov test,  $\chi^2 = 0.59$ ,  $p$ -value = 0.74). Furthermore, it is assumed that canopy storage capacity and potential evaporation rate did not change in the study period, but as the mean storm intensity varied, the length of the period that the canopy is saturated varied concurrently.

The Gash model managed to capture interannual and intraseasonal variations of interception, even though mean evaporation and intensity values for the complete period have been used. To test the sensitivity to mean values, the model was run using mean storm intensities for each year, assuming that mean evaporation rate as well as the other parameters did not change. The results are shown in Table 6. The use of the mean rainfall rate for each year increased the interception losses by 1.4% in the first year, and decreased the losses by 0.8% in the second, but over the two years the modeled interception loss was the same as if the mean rate for the whole period had been used. Therefore, in this study, beyond mean storm duration, mean storm intensity was also shown to have an influence on interception loss.

Lloyd et al. (1988) and Ubarana (1996) used the Rutter model to estimate evaporation using the aerodynamic resistance for momentum transfer near neutral stability conditions defined as  $r_a = f/|u|$ , and compared the results with their interception measurements. They concluded that the model satisfactorily represented interception losses, but in both studies, the model overestimated interception. According to these authors the model error, as a whole, is associated with errors in the determination of the canopy parameters. Ubarana (1996) also suggested that the error may also

Table 6  
Comparison of the Gash's analytical model result for (a) mean intensity for all study period, (b) mean intensity for each year and observations

Period	$I$ (%)		
	Gash 1995 (a)	Gash 1995 (b)	Observations
November 2002–October 2003	17.5	18.9	22.6
November 2003–October 2004	13.0	12.2	13.3
November 2002–October 2004	14.5	14.5	16.5

be related to the parameterization of drainage (he used parameters derived by Lloyd et al. (1988), for tropical rainforest), to calculate the parameter  $f$ , which controls the aerodynamic resistance value. In the present study, a new drainage value was derived from canopy storage capacity for our study area. The latter was much larger than that obtained by Lloyd et al. (1988) for Ducke Reservation (0.74 mm), but quite similar to that obtained by Ubarana (1996) for the Jaru Reservation (1.03 mm). Our  $D_S$  value was larger than the value obtained by these authors ( $0.0014 \text{ mm min}^{-1}$ ), while  $b$  value was much lower (5.25). In addition, aerodynamic conductance was estimated using different methodologies. Our results showed that, in contrast to previous studies, the Rutter model underestimated interception losses.

Climate variability affecting rainfall characteristics must have been part of the amazonian system over many millennia. In centennial time scales, these fluctuations have been recorded by tree rings (Schöngart et al., 2004) as associated with El Niño events, which are known drivers of stern changes in circulation that strongly affect cloud formation and rainfall dynamics in Amazonia (Poveda and Mesa, 1997). Therefore, the effect of such fluctuations of rainfall characteristics in the partitioning of rain through changed interception, as we have shown here, is of significance in assessing the surface water balance and the coupling with the convective tropical chimney represented by the Amazon (Williams et al., 2005). A forest mediated hydrological land bridge connecting effects of the El Niño in the Pacific with weakened trades over the tropical Atlantic have been reported (Poveda and Mesa, 1997). More recently, a deep and broad review of physical phenomena controlling atmospheric motions have proposed an elegant formulation where evaporation from forests constitutes a fundamental force driving transport of moisture from oceans to land (Makarieva and Gorshkov, 2007), giving theoretical support for the observations of Poveda and Mesa (1997) in the South America case. The proposed mechanism by Makarieva and Gorshkov (biotic moisture pump) determines that the higher the evaporation, the more moisture will come back from the atmosphere through enhanced transport from nearby oceans, potentially explaining why tropical trees transpire to great amounts even during dry seasons and dry spells. Rainfall characteristics in the Amazon have also been suggested to be controlled in part by biogenic conditioning of the atmosphere (Claeys et al., 2004, Andreae et al., 2004), supporting the biotic moisture pump hypothesis. In this case, even the enhanced interception we have measured in a dryer year

could be associated with some form of control through complex forest atmosphere couplings. If those couplings can be further demonstrated through integrated analysis of atmosphere dynamics and forest atmosphere interactions it might become feasible to capture a potentially new and important mechanism in the models, allowing to predict what impacts in the hydrological cycle will emerge from widespread land use change.

## 5. Conclusions

The 379 events analyzed during the study period totaled 3064.2 mm of gross rainfall, with 2539.3 mm of throughfall, and 18.6 mm of stemflow, representing 82.9 and 0.6% of total gross rainfall, respectively. The contribution of stemflow was of little significance, and probably does not justify a great effort for its quantification in these forests with few palm trees in the upper canopy. However, a detailed study with more trees with  $\text{DBH} \leq 10 \text{ cm}$  included could be useful to compare with the results found by Manfroi et al. (2004). The methodology using automated and new modular design drained-troughs made it possible to obtain quality high frequency measurements over long periods. Furthermore, it was shown to be a more efficient and attractive alternative to measure throughfall, since it captured forest heterogeneity in an integrative way, reducing the uncontrolled spatial and temporal variability of sampling (in random move systems the sampling of spatial variability is different for every sampling period). It also may be used in areas of difficult access because labor requirements for its maintenance and operation are low. Interannual and intraseasonal variability of rainfall was shown to have a significant impact on interception loss, due to the influence of changes in mean storm intensity and duration. To our knowledge, this is the first study to find such variability of interception in relation to rainfall (seasonally and between years). We repute the data spanning a long enough period and the drained-troughs constituting a fixed system always sampling in the same place the two main reasons for our ability to observe this previously unrecognized variability. There may be a bias in the data, because it always sampled in the same place, but the results clearly show the relationship between rainfall characteristics and the interception – exactly as one model suggests, a validation we do not believe has been shown before. Additional results from the Asu catchment indicate that the interception loss variability has a significant impact on the water balance. The impact of the rainfall regime on interception

showed in this study means that, as atmospheric models have a limited ability to simulate the diurnal rainfall cycle, improvements will be required in these simulations to permit reliable evaluations of the impact of land-use change on climate. The good performance of this methodology was ultimately the key for the success of this long term study, which has verified outstanding variations in canopy water partitioning, in agreement with climatic fluctuations, with important implications for understanding and modeling forested surfaces and atmosphere coupling.

## Acknowledgements

This work was funded by LBA-Ecocarbon and PPG7-FINEP, LBA-Carboncycle and European Comission DG-12 Science, CT-ENERGI and CT-HIDRO FINEP projects. We thank the technicians Antônio Nascimento and Glauco Gonçalves for their dedicated work. We also thank INPA for the institutional support and the LBA project for inspiration and overall support. And finally, we thank Dr. John Gash for criticism, suggestions and valuable comments on the manuscript, and two anonymous reviewers for valuable comments.

## References

- Andreae, M.O., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A.A., Frank, G.P., Longo, K.M., Silva-Dias, M.A.F., 2004. Smoking rain clouds over the Amazon. *Science* 303 (5662), 1337–1342.
- Araújo, A.C., Nobre, A.D., Kruijt, B., Elbers, J.A., Dallarosa, R., Stefani, P., Randow, C., Manzi, A.O., Culf, A.D., Gash, J.H.C., Valentini, R., Kabat, P., 2002. Comparative measurement of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central amazonian rainforest: the Manaus LBA site. *J. Geophys. Res.* 107 (D20), 8090, doi:10.1029/2001JD000676.
- Bosch, J.M., Hewlett, J.D., 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *J. Hydrol.* 55, 3–23.
- Bravard, S., Righi, D., 1989. Geochemical differences in an oxisol - spodosol toposequence of Amazonia, Brazil. *Geoderma* 44, 29–42.
- Calder, I.R., 1977. A model of transpiration and interception loss from a spruce forest in Plynlimon, central Wales. *J. Hydrol.* 33, 247–265.
- Calder, I.R., Kidd, C.H.R., 1978. A note on the dynamic calibration of tipping-bucket gauges. *J. Hydrol.* 39, 383–386.
- Cantú Silva, I., Okumura, T., 1996. Rainfall partitioning in a mixed white oak forest with dwarf bamboo undergrowth. *J. Environ. Hydrol.* 4, 1–16.
- Chauvel, A., 1982. Os latossolos amarelos, álicos, argilosos dentro dos ecossistemas das bacias experimentais do INPA e da região vizinha. *Acta Amazonica* 12 (3), 47–60.
- Chauvel, A., Lucas, Y., Boulet, R., 1987. On the genesis of the soil mantle of the region of Manaus, central Amazonia, Brazil. *Experientia* 43, 234–241.
- Claeys, M., Graham, B., Vas, G., Wang, W., Vermeylen, R., Pashynska, V., Cafmeyer, J., Guyon, P., Andreae, M.O., Artaxo, P., Maenhaut, W., 2004. Formation of secondary organic aerosols through photo-oxidation of isoprene. *Science* 303 (5661), 1173–1176.
- Costa, M., Foley, J., 2000. Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations on the climate of Amazonia. *J. Climate* 13, 18–34.
- Dickinson, R., Kennedy, P., 1992. Impacts in regional climate of Amazon deforestation. *J. Geophys. Res.* 99, 20863–20877.
- Eltahir, E.A.B., Bras, R.L., 1994. Precipitation recycling in the Amazon basin. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 120 (518), 861–880.
- Ferreira, S.J.F., Luizão, F.J., Dallarosa, R.L.G., 2005. Precipitação interna e interceptação da chuva em floresta de terra firme submetida à extração seletiva de madeira na Amazônia Central. *Acta Amazonica* 35 (1), 55–62.
- Franken, W., Leopoldo, P.R., Matsui, E., Ribeiro, M., de, N.G., 1992. Estudo da interceptação da água de chuva na cobertura florestal Amazônica do tipo terra firme. *Acta Amazonica* 12, 327–331.
- Gash, J.H.C., Stewart, J.B., 1977. The evaporation from the Thetford forest during 1975. *J. Hydrol.* 35, 385–396.
- Gash, J.H.C., Morton, A.J., 1978. An application of the Rutter model to the estimation of the interception loss from Thetford forest. *J. Hydrol.* 38, 49–58.
- Gash, J.H.C., 1979. An analytical model of rainfall interception by forests. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 105, 43–55.
- Gash, J.H.C., Lloyd, C.R., Lachaud, G., 1995. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. *J. Hydrol.* 170, 79–86.
- Gash, J.H.C., Valente, F., David, J.S., 1999. Estimates and measurements of evaporation from wet, sparse pine forest in Portugal. *Agric. Forest Meteorol.* 94, 149–158.
- Grelle, A., Lundberg, A., Lindroth, A., Morén, A.-S., Cienciala, E., 1997. Evaporation components of a boreal forest: variations during the growing season. *J. Hydrol.* 197, 70–87.
- Hahmann, A.N., Dickinson, R.E., 1997. RCM2-BATS model over tropical South America: applications to tropical deforestation. *J. Climate* 10, 1944–1964.
- Henderson-Sellers, A., Dickinson, R.E., Durbridge, T.B., Kennedy, P.J., McGuffie, K., Pitman, A.J., 1993. Tropical deforestation: modelling local to regional scale climate change. *J. Geophys. Res.* 98, 7289–7315.
- Lean, J., Warrilow, D.A., 1989. Simulation of the regional impact of Amazonian deforestation. *Nature* 342 (6248), 411–413.
- Lean, J., Rowntree, P.R., 1993. A GCM simulation of the impact of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 119, 509–530.
- Lean, J., Rowntree, P.R., 1997. Understanding the Sensitivity of a GCM Simulation of Amazonian Deforestation to the Specification of Vegetation and Soil Characteristics. *J. Climate* 10, 1216–1235.
- Levia Jr., D.F., Frost, E.E., 2003. A review and evaluation of stemflow literature in the hydrologic and biogeochemical cycles of forested and agricultural ecosystems. *J. Hydrol.* 274, 1–29.
- Lin, X.L., Randall, D.A., Fowler, L.D., 2000. Diurnal variability of the hydrological cycle and radiative fluxes: comparisons between observations and a GCM. *J. Climate* 13, 4159–4179.
- Llorens, P., Poch, R., Latron, J., Gallart, F., 1997. Rainfall interception by a *Pinus sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean mountainous abandoned area I. Monitoring design and results down to the event scale. *J. Hydrol.* 199, 331–345.
- Lloyd, C.R., 1990. The temporal distribution of Amazonian rainfall and its implications for forest interception. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 116, 1487–1494.

- Lloyd, C.R., Gash, J.H.C., Shuttleworth, W.J., de O. Marques, F.A., 1988. The measurement and modeling of rainfall interception by Amazonian rainforest. *Agric. Forest Meteorol.* 43, 277–294.
- Lloyd, C.R., Marques, F.A.O., 1988. Spatial variability of throughfall and stemflow measurements in Amazonian rainforest. *Agric. Forest Meteorol.* 42, 63–73.
- Makarieva, A.M., Gorshkov, V.G., 2007. Biotic pump of atmospheric moisture as driver of the hydrologic cycle on land. *Hydrol. Earth Sys. Sci. Discuss.* 13, 1013–1033.
- Manfroi, O.J., Koichiro, K., Nobuaki, T., Masakazu, S., Nakagawa, M., Nakashizuka, T., Chong, L., 2004. The stemflow of trees in a Bornean lowland tropical forest. *Hydrol. Process.* 18, 2455–2474.
- Manzi, A., Planton, S.A., 1996. Simulation of Amazonian deforestation using a GCM calibrated with ABRACOS and ARME data. In: Gash, J.H.C., Nobre, C.A., Roberts, J.M., Victoria, R.L. (Eds.), *Amazonian Deforestation and Climate*. Wiley, Chichester, UK, pp. 505–529.
- Marengo, J.A., Fisch, G., Morales, C., Vendrame, I., Dias, P.C., 2004. Diurnal variability of rainfall in Southwest Amazonia during the LBA-TRMM field campaign of the Austral summer of 1999. *Acta Amazonica* 34 (4), 593–603.
- Marques Filho, A.O., Dallarosa, R.G., Pacheco, V.B., 2005. Radiação solar e distribuição vertical de área foliar em floresta – Reserva Biológica do Cuieiras – ZF2, Manaus. *Acta Amazonica* 35 (4), 427–436.
- Mizutani, K., Yamanoi, K., Ikeda, T., Watanabe, T., 1997. Applicability of the eddy correlation method to measure sensible heat transfer to forest under rainfall conditions. *Agric. Forest Meteorol.* 86, 193–203.
- Moore, C.J., Fisch, G., 1986. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. *Agric. Forest Meteorol.* 38, 147–169.
- Nobre, C.A., Sellers, P.J., Shukla, J., 1991. Amazonian deforestation and regional climate change. *J. Climate* 4, 987–998.
- Poveda, G., Mesa, O.J., 1997. Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large-scale-ocean-atmosphere phenomena. *J. Climate* 10, 2690–2702.
- Ranzani, G., 1980. Identificação e caracterização de alguns solos da Estação Experimental de Silvicultura Tropical do INPA. *Acta Amazônica* 10 (1), 7–41.
- Rutter, A.J., Kershaw, K.A., Robins, P.C., Morton, A.J., 1971. A predictive model of rainfall interception in forest. I. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican Pine. *Agric. Meteorol.* 9, 367–384.
- Rutter, A.J., Morton, A.J., Robins, P.C., 1975. A predictive model of rainfall interception in forest. II. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. *J. Appl. Ecol.* 12, 367–380.
- Salati, E., Dall'Olio, A., Matsui, E., Gat, J.R., 1979. Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study. *Water Res.* 15 (5), 1250–1258.
- Salati, E., Vose, P.B., 1984. Amazon basin: a system in equilibrium. *Science* 225, 129–138.
- Shuttleworth, W.J., 1988. Evaporation from Amazonian rain forest. *Proc. R. Soc. Lond.* B233, 321–346.
- Schöngart, J., Junk, W.J., Piedade, M.T.F., Ayres, J.M., Hüttermann, A., Worbes, M., 2004. Teleconnection between tree growth in the Amazonian floodplains and the El Niño–Southern Oscillation effect. *Global Change Biol.* 10 (5), 683–692.
- Sud, Y., Yang, R., Walker, G., 1996. Impact of in situ deforestation in Amazonia on the regional climate: general circulation model simulation study. *J. Geophys. Res.* 101 (D3), 7095–7109.
- Tobón, C., Bouten, W., Sevink, J., 2000. Gross rainfall and its partitioning into throughfall, stemflow and evaporation of intercepted water in four Forest ecosystems in western Amazonia. *J. Hydrol.* 237, 40–57.
- Tomasella, J., Hodnett, M.G., Cuartas, L.A., Nobre, A.D., Waterloo, M., Oliveira, S.M., The water balance of an Amazonian micro-catchment: The effect of interannual variability of rainfall on hydrological behavior. *Hydrol. Process.*, in pres.
- Ubarana, V.N., 1996. Observations and modelling of rainfall interception at two experimental sites in Amazonia. In: Gash, J.H.C., Nobre, C.A., Roberts, J.M., Victoria, R.L. (Eds.), *Amazonian Deforestation and Climate*. Wiley, Chichester, UK, pp. 151–162.
- Viville, D., Biron, P., Granier, A., Dambrine, E., Probst, A., 1993. Interception in a mountainous declining spruce stand in the Stengbach catchment (Vosges France). *J. Hydrol.* 144, 273–282.
- Waterloo, M.J., Oliveira, S.M., Drucker, D.P., Nobre, A.D., Cuartas, L.A., Hodnett, M.G., Langedijk, I., Jans, W.W.P., Tomasella, J., Araújo, A.C., Pimentel, T.P., Estrada, J.C.M., 2006. Export of organic carbon in run-off from an Amazonian rainforests black-water catchment. *Hydrol. Process.* 20, 2581–2597.
- Williams, E., Antonia, A.D., Antonia, V.D., Almeida, J.M., Suarez, F., Liebmann, B., Malhado, A.C.M., 2005. The drought of the century in the Amazon basin: an analysis of the regional variation of rainfall in South America in 1926. *Acta Amazonica* 35 (2), 231–238.
- Zeng, N., Shuttleworth, J.W., Gash, J.H.C., 2000. Influence of temporal variability of rainfall on interception loss. Part I. point analysis. *J. Hydrol.* 228, 228–241.
- Zhang, H., Henderson-Sellers, A., 1996. Impacts of tropical deforestation. Part I: process analysis of local climatic change. *J. Climate* 9, 1497–1517.

## **PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE**

### **Teses e Dissertações (TDI)**

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

### **Manuais Técnicos (MAN)**

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

### **Notas Técnico-Científicas (NTC)**

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programa de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

### **Relatórios de Pesquisa (RPQ)**

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

### **Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)**

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

### **Publicações Didáticas (PUD)**

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

### **Publicações Seriadas**

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

### **Programas de Computador (PDC)**

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. São aceitos tanto programas fonte quanto executáveis.

### **Pré-publicações (PRE)**

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.