

ALEX CONSELVAN DE OLIVEIRA

IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO ATMOSFÉRICO  
WRF ACOPLADO COM O MODELO  
HIDROLÓGICO TOPMODEL PARA A BACIA DE  
UNIÃO DA VITÓRIA

CURITIBA

2006

ALEX CONSELVAN DE OLIVEIRA

IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO ATMOSFÉRICO  
WRF ACOPLADO COM O MODELO  
HIDROLÓGICO TOPMODEL PARA A BACIA DE  
UNIÃO DA VITÓRIA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental do Setor de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre.

Orientador: José Eduardo Gonçalves

CURITIBA

2006

Aos meus pais Sandra e Florencio,  
e aos meus irmãos,  
dedico.

# Agradecimentos

A todos aqueles que contribuíram de alguma maneira para a realização deste trabalho, meus sinceros agradecimentos, especialmente:

ao professor José Eduardo Gonçalves e ao meteorologista Leonardo Calvetti pela orientação, conselhos, sugestões, amizade e esclarecimentos que tornaram possível o desenvolvimento desta dissertação;

aos professores Ricardo de Camargo, Maurício Felga Gobbi e Regina Kishi pela participação na banca de avaliação deste trabalho e pelas correções e sugestões para a versão final desta dissertação;

ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental e seus professores pela oportunidade e contribuições que auxiliaram na formação do meu conhecimento;

ao Instituto Tecnológico SIMEPAR pelo incentivo, estrutura, disponibilização de dados e pelo fornecimento da bolsa, que foram fundamentais para o desenvolvimento desse trabalho e para o meu crescimento profissional;

aos amigos e colegas de trabalho: André Malheiros, Angelo Breda, Diogo Stringari, Helder Nocko, Marcelo Andrioni, Mateus Bernardes, Rafael Cabral, Rodrigo Reksidler pela amizade e companheirismo;

a amiga Vanessa Sayuri pela assessoria gramatical.

Agradeço, ainda, a todos os amigos e colegas que de alguma forma colaboraram na evolução deste trabalho e não citei.

Muito Obrigado!

"Antes de fazer, pensa."

Ilya Kim

# Sumário

<b>Lista de Figuras</b>	<b>vii</b>
<b>Lista de Tabelas</b>	<b>xi</b>
<b>Lista de Abreviaturas e Siglas</b>	<b>xii</b>
<b>Resumo</b>	<b>xiv</b>
<b>Abstract</b>	<b>xv</b>
<b>1 Introdução</b>	<b>1</b>
<b>2 Objetivos</b>	<b>3</b>
<b>3 Revisão da Literatura</b>	<b>4</b>
3.1 Previsão Numérica do Tempo .....	4
3.1.1 Equações Básicas .....	6
3.1.1.1 Conservação da Massa de Ar .....	6
3.1.1.2 Conservação da Energia .....	6
3.1.1.3 Conservação da Quantidade de Movimento .....	7
3.1.1.4 Conservação da Água .....	7
3.1.1.5 Conservação de Outros Gases e Materiais Aerossóis .....	7
3.1.2 Modelo Atmosférico Global GFS .....	8
3.1.3 Modelo Atmosférico de Mesoescala WRF .....	9
3.1.3.1 Coordenadas Verticais .....	9
3.1.3.2 Equações Governantes .....	10

3.1.3.3	Discretização Temporal .....	12
3.1.3.4	Discretização Espacial .....	14
3.1.3.5	Aninhamento de Grades .....	14
3.1.3.6	Esquemas de Microfísica .....	16
3.1.3.7	Esquemas de Parametrização Cumulus .....	16
3.2	Acoplamento dos Modelos Atmosférico e Hidrológico .....	17
3.3	Modelagem Hidrológica .....	18
3.3.1	Descrição do Modelo Hidrológico TOPMODEL .....	19
3.3.1.1	Conceituação e Hipóteses .....	20
3.3.1.2	Armazenamentos .....	22
3.3.1.3	Fluxo na Zona Não-Saturada .....	23
3.3.1.4	Fluxo na Zona Saturada .....	23
3.3.1.5	Evaporação .....	24
3.3.1.6	Propagação .....	24
3.3.1.7	Vazão de Contribuição das Sub-Bacias a Montante .....	24
3.3.1.8	Parâmetros do Modelo .....	25
<b>4</b>	<b>Área de Estudo</b> .....	<b>26</b>
4.1	Climatologia de Precipitação do Paraná .....	26
4.2	Modelo Atmosférico .....	28
4.3	Modelo Hidrológico .....	29
4.3.1	Localização .....	29
<b>5</b>	<b>Metodologia</b> .....	<b>32</b>
5.1	Previsão de Precipitação .....	33
5.1.1	GFS .....	33
5.1.2	WRFSI .....	33
5.1.3	WRF .....	34
5.1.4	Pós-Processamento .....	35

5.2	Dados Hidrológicos .....	37
5.2.1	Estações Telemétricas .....	37
5.2.2	Estimativa da Vazão .....	39
5.2.3	Estimativa da Chuva (Estações Telemétricas) .....	39
5.2.4	Estimativa da Evapotranspiração .....	41
5.3	Previsão de Vazão .....	41
5.3.1	Pré-Processamento .....	42
5.3.2	TOPMODEL .....	42
5.4	Análise dos Resultados .....	43
5.4.1	Correlação entre as Previsões e Precipitação Observada .....	43
5.4.2	CrITÉrios de Análise .....	43
<b>6</b>	<b>Resultados</b> .....	<b>45</b>
6.1	Calibração do TOPMODEL .....	45
6.2	SÉries HorÁrias .....	47
6.3	SÉries DiÁrias .....	48
6.3.1	Análise das Séries DiÁrias .....	52
6.3.1.1	Previsão acima de 1 <i>mm/dia</i> , precipitação observada inferior a 1 <i>mm/dia</i> . .....	52
6.3.1.2	Precipitação observada acima de 1 <i>mm/dia</i> , previsão inferior a 1 <i>mm/dia</i> . .....	54
6.3.1.3	Precipitações observada e prevista acima de 1 <i>mm/dia</i> . ..	56
6.3.1.4	Precipitações observada e prevista inferiores a 1 <i>mm/dia</i> ..	58
6.3.1.5	Resumo das análises .....	58
6.3.1.6	Precipitações acima de 30 <i>mm/dia</i> .....	59
6.3.1.7	Precipitações acima de 50 <i>mm/dia</i> .....	61
<b>7</b>	<b>Conclusão</b> .....	<b>63</b>
	<b>Referências</b> .....	<b>66</b>

# Lista de Figuras

1	Sistema $\eta$ de coordenadas verticais. ....	10
2	Grade alternada horizontal e vertical do tipo C. ....	14
3	Exemplos de aninhamento de grades permitidos no WRF.....	15
4	Grades aninhadas do tipo C. ....	15
5	Representação esquemática dos processos no modelo TOPMODEL.....	22
6	Médias mensais de precipitação para o estado do Paraná calculadas utilizando, além dos dados monitorados pelo SIMEPAR, as séries históricas do IAPAR, com aproximadamente 30 anos de dados (ZAICOVSKI et al., 2002). .	27
7	Chuvas médias e anomalias para o estado do Paraná nos meses de outubro, novembro e dezembro de 2005. ....	28
8	Região abrangida pela grade do modelo atmosférico WRF, localização das estações meteorológicas da rede do SIMEPAR e localização das sub-bacias do Alto Iguaçu. ....	29
9	Topografia da bacia do Rio Iguaçu. ....	30
10	Localização da área de estudo na bacia do Rio Iguaçu. A área destacada com listras pretas na figura representa a sub-bacia de União da Vitória, para onde o modelo hidrológico TOPMODEL foi implementado. ....	31
11	Etapas do sistema de modelos acoplados unidirecionalmente. ....	32
12	Grade utilizada nas simulações com o WRF. ....	34
13	Pontos da grade do modelo WRF, com espaçamento de 15 <i>km</i> , que cobrem as sub-bacias do Alto Iguaçu. ....	36
14	Pontos da grade do modelo WRF, interpolados pelo grads com espaçamento de 7,5 <i>km</i> , que cobrem a sub-bacia de União da Vitória. ....	37
15	Rede de Monitoramento do SIMEPAR e limites da bacia do Rio Iguaçu. . .	38
16	Localização das estações telemétricas do SIMEPAR usadas no cálculo da chuva média na sub-bacia de União da Vitória. ....	40

17	Vazões observada e simulada pelo TOPMODEL - período de calibração. . .	46
18	Vazões observada e simulada pelo TOPMODEL - período de validação. . . .	46
19	Histogramas para as séries de dados horários da bacia de União da Vitória. Pluviômetro é a chuva média horária na bacia calculada usando os dados de pluviômetros das estações telemétricas do SIMEPAR. WRF 24h e WRF 48h são as chuvas médias horárias previstas pelo modelo WRF para 24 e 48 horas. . . . .	47
20	Diagramas de dispersão para as séries de dados horários da bacia de União da Vitória. Pluviômetro é a chuva média horária na bacia calculada usando os dados de pluviômetros das estações telemétricas do SIMEPAR. WRF 24h e WRF 48h são as chuvas médias horárias previstas pelo modelo WRF para 24 e 48 horas. . . . .	48
21	Diagramas de dispersão para as séries de dados diários da bacia de União da Vitória. Pluviômetro é a chuva média diária na bacia calculada usando os dados de pluviômetros das estações telemétricas do SIMEPAR. WRF 24h e WRF 48h são as chuvas médias diárias previstas pelo modelo WRF para 24 e 48 horas. . . . .	48
22	Histogramas para as séries de dados diários da bacia de União da Vitória. Pluviômetro é a chuva média diária na bacia calculada usando os dados de pluviômetros das estações telemétricas do SIMEPAR. WRF 24h e WRF 48h são as chuvas médias diárias previstas pelo modelo WRF para 24 e 48 horas. . . . .	49
23	Chuva media diária na bacia de União da Vitória no período de 24/09/2005 à 30/09/2006, onde Pluviômetro é a chuva média diária na bacia calculada usando os dados de pluviômetros das estações telemétricas do SIMEPAR e <i>WRF 24h</i> é a previsão de precipitação horária gerada pelo modelo WRF acumulada de 0 a 24 horas. . . . .	50
24	Chuva media diária na bacia de União da Vitória no período de 24/09/2005 à 30/09/2006, onde Pluviômetro é a chuva média diária na bacia calculada usando os dados de pluviômetros das estações telemétricas do SIMEPAR e <i>WRF 48h</i> é a previsão de precipitação horária gerada pelo modelo WRF acumulada de 24 a 48 horas. . . . .	51

25	Histogramas de chuvas médias diárias previstas na bacia para os casos nos quais a chuva média observada foi menor ou igual a $1\text{ mm}/\text{dia}$ . <i>WRF 24h</i> é a previsão de precipitação horária acumulada entre 0 e 24 horas e <i>WRF 48h</i> acumulada entre 24 e 48 horas. ....	52
26	Vazões simuladas e observadas na bacia de União da Vitória no dia 22/10/2005. <i>Prec Obs</i> é a precipitação observada por pluviômetros, <i>Prec WRF</i> é a precipitação prevista para 24 horas, <i>Q Obs</i> é a vazão observada, <i>Q Contrib</i> é a vazão contribuinte na cabeceira da bacia, <i>Q P Obs</i> é a vazão simulada a partir da precipitação observada e <i>Q WRF</i> é a vazão simulada a partir precipitação prevista. ....	53
27	Vazões simuladas e observadas na bacia de União da Vitória no dia 01/12/2005. <i>Prec Obs</i> é a precipitação observada por pluviômetros, <i>Prec WRF</i> é a precipitação prevista para 24 horas, <i>Q Obs</i> é a vazão observada, <i>Q Contrib</i> é a vazão contribuinte na cabeceira da bacia, <i>Q P Obs</i> é a vazão simulada a partir da precipitação observada e <i>Q WRF</i> é a vazão simulada a partir precipitação prevista. ....	54
28	Vazões simuladas e observadas na bacia de União da Vitória no dia 24/09/2005. <i>Prec Obs</i> é a precipitação observada por pluviômetros, <i>Prec WRF</i> é a precipitação prevista para 24 horas, <i>Q Obs</i> é a vazão observada, <i>Q Contrib</i> é a vazão contribuinte na cabeceira da bacia, <i>Q P Obs</i> é a vazão simulada a partir da precipitação observada e <i>Q WRF</i> é a vazão simulada a partir precipitação prevista. ....	55
29	Vazões simuladas e observadas na bacia de União da Vitória no dia 25/10/2005. <i>Prec Obs</i> é a precipitação observada por pluviômetros, <i>Prec WRF</i> é a precipitação prevista para 48 horas, <i>Q Obs</i> é a vazão observada, <i>Q Contrib</i> é a vazão contribuinte na cabeceira da bacia, <i>Q P Obs</i> é a vazão simulada a partir da precipitação observada e <i>Q WRF</i> é a vazão simulada a partir precipitação prevista. ....	55
30	Histogramas de chuvas médias na bacia observadas para os casos nos quais a chuva média prevista foi menor ou igual a $1\text{ mm}/\text{dia}$ . <i>Pluv 24h</i> é a precipitação observada nos dias em que a previsão acumulada entre 0 e 24 horas foi menor ou igual a $1\text{ mm}/\text{dia}$ e <i>Pluv 48h</i> acumulada entre 24 e 48 horas. ....	56

31	<p>Vazões simuladas e observadas na bacia de União da Vitória no dia 05/10/2005. <i>Prec Obs</i> é a precipitação observada por pluviômetros, <i>Prec WRF</i> é a precipitação prevista para 24 horas, <i>Q Obs</i> é a vazão observada, <i>Q Contrib</i> é a vazão contribuinte na cabeceira da bacia, <i>Q P Obs</i> é a vazão simulada a partir da precipitação observada e <i>Q WRF</i> é a vazão simulada a partir precipitação prevista. ....</p>	57
32	<p>Vazões simuladas e observadas na bacia de União da Vitória no dia 17/11/2005. <i>Prec Obs</i> é a precipitação observada por pluviômetros, <i>Prec WRF</i> é a precipitação prevista para 24 horas, <i>Q Obs</i> é a vazão observada, <i>Q Contrib</i> é a vazão contribuinte na cabeceira da bacia, <i>Q P Obs</i> é a vazão simulada a partir da precipitação observada e <i>Q WRF</i> é a vazão simulada a partir precipitação prevista. ....</p>	58
33	<p>Precipitação acumulada no dia 28 de outubro de 2005, observada pelas estações telemétricas do SIMEPAR. ....</p>	61
34	<p>Vazões simuladas e observadas na bacia de União da Vitória no dia 28/10/2005. <i>Prec Obs</i> é a precipitação observada por pluviômetros, <i>Prec WRF</i> é a precipitação prevista para 24 horas, <i>Q Obs</i> é a vazão observada, <i>Q Contrib</i> é a vazão contribuinte na cabeceira da bacia, <i>Q P Obs</i> é a vazão simulada a partir da precipitação observada e <i>Q WRF</i> é a vazão simulada a partir precipitação prevista. ....</p>	62
35	<p>Vazões simuladas e observadas na bacia de União da Vitória no dia 28/10/2005. <i>Prec Obs</i> é a precipitação observada por pluviômetros, <i>Prec WRF</i> é a precipitação prevista para 48 horas, <i>Q Obs</i> é a vazão observada, <i>Q Contrib</i> é a vazão contribuinte na cabeceira da bacia, <i>Q P Obs</i> é a vazão simulada a partir da precipitação observada e <i>Q WRF</i> é a vazão simulada a partir precipitação prevista. ....</p>	62

# Lista de Tabelas

1	Classificação racional de Orlanski. ....	5
2	Representatividade física dos parâmetros do modelo TOPMODEL .....	25
3	Identificação das sub-bacias a montante da área de estudo (sub-bacia de União da Vitória) e suas respectivas áreas e classificação (Fonte: SIMEPAR). 31	
4	Características da grade utilizada nas simulações com o modelo WRF. ....	34
5	Principais configurações do modelo WRF adotadas nas simulações. ....	35
6	Estações telemétricas usadas no cálculo da chuva média na sub-bacia de União da Vitória. ....	40
7	Parâmetros do modelo TOPMODEL para a sub-bacia de União da Vitória. 45	
8	Casos encontrados nas séries diárias, para 24 e 48 horas, de acordo com a ocorrência ou não de chuvas (precipitação diária maior que 1 <i>mm</i> ). ....	52
9	Resumo das análises das vazões simuladas utilizando as previsões de precipitação diárias geradas pelo modelo WRF, para 24 horas. ....	59
10	Resumo das análises das vazões simuladas utilizando as previsões de precipitação diárias geradas pelo modelo WRF, para 48 horas. ....	59
11	Casos para os quais a precipitação observada e/ou precipitação prevista, para 24 horas, apresentaram valores acima de 30 <i>mm/dia</i> . ....	60
12	Casos para os quais a precipitação observada e/ou precipitação prevista, para 48 horas, apresentaram valores acima de 30 <i>mm/dia</i> . ....	60

# Lista de Abreviaturas e Siglas

3D-VAR	<i>WRF three-dimensional variational data assimilation</i>
4D-VAR	<i>WRF four-dimensional variational data assimilation</i>
AFWA	<i>Air Force Weather Agency</i>
ARPS	<i>Advanced Regional Prediction System</i>
BMJ	<i>Betts-Miller-Janjic</i>
CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>
CC	<i>Condições de Contorno</i>
CG	<i>Coarse Grid</i>
COPEL	<i>Companhia Paranaense de Energia Elétrica</i>
FAA	<i>Federal Aviation Administration</i>
FG	<i>Fine Grid</i>
FSL	<i>Forecast Systems Laboratory</i>
GDAS	<i>Global Data Assimilation System</i>
GFS	<i>Global Forecast System</i>
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
GRADS	<i>Grid Analysis and Display System</i>
GRIB	<i>GRIdded Binary</i>
MM5	<i>Penn State Mesoscale Model</i>
MRF	<i>Medium Range Forecast Model</i>
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NETCDF	<i>Network Common Data Form</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NWP	<i>Numerical Weather Prediction</i>
PGI	<i>Portland Group's implementation</i>
QPF	<i>Quantitative Precipitation Forecast</i>
RAMS	<i>Regional Atmospheric Modeling System</i>

SGI	<i>Silicon Graphics Inc.</i>
SHE	Sistema Hidrológico Europeu
SIMEPAR	Instituto tecnológico SIMEPAR
SVAT	<i>Soil Vegetation Atmosphere Transfer</i>
UTC	<i>Universal Time Coordinated</i>
WRF	<i>Weather Research and Forecasting</i>
WRFSI	<i>WRF Standard Inicialization</i>

# Resumo

Atualmente, uma área da meteorologia que vem se destacando é a previsão quantitativa de precipitação. Com o aumento da capacidade computacional tem se tornado possível, cada vez mais, simular fenômenos atmosféricos em alta resolução. O principal objetivo deste trabalho é implementar o modelo de previsão atmosférica de mesoescala WRF para a bacia de União da Vitória. Esta região de estudo foi escolhida devido ao seu freqüente problema com inundações. Para validar os resultados das previsões de precipitação, o modelo atmosférico foi acoplado ao modelo hidrológico TOPMODEL. Foram realizadas simulações para o período entre 24 de setembro de 2005 a 30 de setembro de 2006. Os principais resultados desse estudo são: (1) apesar da boa previsibilidade dos eventos precipitantes, ainda não é possível realizar previsões com acurácia na escala horária; (2) as previsões diárias conseguem detectar a fase dos eventos precipitantes observados pelas estações meteorológicas, entretanto com amplitudes maiores; (3) o acoplamento com o modelo hidrológico conseguiu evidenciar bem os casos nos quais houve erro de previsão; (4) as simulações com os modelos acoplados demonstraram que existe a possibilidade de previsão de vazão para alertas de níveis críticos até 48 horas, embora existam casos de falsos alertas e superestimativa de vazão.

**Palavras-chave:** previsão quantitativa de precipitação, WRF, simulação hidrológica, TOPMODEL, bacia de União da Vitória.

# Abstract

The quantitative precipitation forecast is one of meteorological areas that, in these days, are in focus. With the increase of the computational capacity becomes possible to simulate atmospheric phenomena in high resolution. The main objective of this work is to implement the WRF mesoscale atmospheric model for the União da Vitória basin. This region of study was chosen because of his frequent problem with floodings. To validate the results of precipitation forecasts, the atmospheric model was coupled to the TOPMODEL hydrologic model. The simulations was realized for the period from september 24, 2005 to september 30, 2006. The main results of this study are (1) although the WRF model had showed good previsibility of precipitation events, still not possible to predict this events in hourly time scale; (2) the daily forecasts could detect the precipitation events phase, however, with higher amplitudes; (3) the coupling between the hydrological model and the atmospheric model could detect erroneus precipitation forecasts; (4) the coupled models simulations showed the possibility to make streamflow forecasts for critical levels alerts for 48 hours, although exists cases with false alerts and superestimated streamflows.

**Keywords:** quantitative precipitation forecast, WRF, hydrological simulation, TOP-MODEL, União da Vitória basin.

# 1 Introdução

Os fenômenos atmosféricos afetam de uma forma direta diversos aspectos da vida humana. As tempestades e precipitações causam impactos econômicos de grande importância, podendo causar prejuízos devido as suas manifestações em excesso (enchentes) ou suas ausências (secas), afetando insumos básicos como o abastecimento de água e o fornecimento de energia elétrica.

No estado do Paraná, uma região que sofre com bastante frequência os impactos dos fenômenos atmosféricos é o município de União da Vitória e seus entornos, que se desenvolveram nas margens do rio Iguaçu. Durante o período de maior desenvolvimento econômico (entre 1960 e 1982) as inundações do rio Iguaçu foram muito pequenas, o que levou parte da população a ocupar os vales de inundação.

No início da década de 80, entrou em funcionamento a Usina Hidroelétrica de Foz do Areia, de propriedade da empresa COPEL, localizada a jusante da cidade. Em 1983 ocorreu uma grande cheia do rio Iguaçu e a cidade sofreu grandes danos devido à inundação das áreas baixas. Com base nas séries disponíveis, verificou-se que esta inundação tinha sido muito rara, com tempo de recorrência da ordem de 1000 anos. No entanto, em 1992 ocorreu outra inundação de grande magnitude, embora menor que a de 1983.

Visando solucionar os problemas não só relacionados a enchentes, mas com planejamento e gestão de recursos hídricos em geral, várias ferramentas capazes de auxiliar nos processos de análise, operação, planejamento e tomadas de decisão tem sido desenvolvidas nas últimas décadas. Entre essas ferramentas, os modelos hidrológicos têm se destacado devido a sua flexibilidade e potencial aplicabilidade.

No entanto, os modelos hidrológicos apresentam uma limitação em relação ao horizonte de previsão. A partir da precipitação observada, eles simulam apenas o percurso da água no solo, ou seja, a fase terrestre do ciclo hidrológico. Essa limitação fica mais evidente em casos de regiões montanhosas, onde o tempo de resposta aos eventos precipitantes é muito curto.

Uma forma de superar essa limitação, estendendo o horizonte de previsão, é através

da previsão quantitativa da precipitação (ou QPF - *quantitative precipitation forecast*), a forçante que mais influencia a modelagem hidrológica.

A previsão quantitativa de precipitação é de grande complexidade pois os processos de precipitação podem ocorrer em várias escalas, desde grandes massas de ar até eventos convectivos extremamente localizados (GANGULY; BRAS, 2003). A precipitação é influenciada simultaneamente pelo movimento de grandes massas de ar e por vórtices em microescala (*eddies*), propriedades dos aerossóis e processos microfísicos como o crescimento e evaporação de gotas. Esses fatores tornam a precipitação extremamente variável no tempo e no espaço.

Nos últimos anos, a QPF tem se tornado um dos principais focos das pesquisas na área meteorológica. Foram feitos progressos em diversas áreas relacionadas, como modelagem da microfísica das nuvens, desenvolvimento de parametrizações de microfísica mais completas, além de um melhor detalhamento de informações como observações da superfície do mar e aumento da capacidade computacional para modelos de alta resolução (FRITSCH; CARBONE, 2003).

Comumente, o método mais utilizado na avaliação das previsões de precipitação é a comparação com os dados observados na superfície (DEMIRTAS et al., 2005). Entretanto, a qualidade da avaliação está relacionada diretamente com a densidade de estações de observação, sendo economicamente inviável manter uma rede de estações com densidade suficiente para avaliar uma previsão atmosférica de alta resolução com a devida acurácia (BENOIT; PELLERIN, 2000).

Uma alternativa de ferramenta para esta avaliação é a utilização de modelos hidrológicos, acoplados diretamente aos modelos atmosféricos. As bacias hidrográficas, em uma macroescala, podem ser vistas como grandes pluviômetros, sendo mais representativas do que poucas estações de observação (BENOIT; PELLERIN, 2000).

Assim, o acoplamento entre os modelos apresenta duas funções de extrema importância: estender o horizonte de previsão dos modelos hidrológicos e servir de ferramenta para a avaliação da precipitação prevista pelos modelos atmosféricos.

A grande importância do acoplamento destes modelos está no conhecimento dos fenômenos envolvidos e na capacidade de prevê-los. Por meio da simulação dos eventos meteorológicos pode-se estudar a estrutura e características de formação, desenvolvimento e propagação de sistemas meteorológicos formadores de chuva intensa de modo a aprimorar a previsibilidade dos mesmos (DROEGEMEIER et al., 2000).

## 2 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo avaliar os cenários de precipitação gerados pelo modelo de previsão atmosférica WRF (*Weather Research and Forecasting*) para o estado do Paraná, através da implementação do modelo hidrológico TOPMODEL para a região de União da Vitória.

Foi utilizado o modelo numérico de previsão de tempo em modo de alta resolução (de 5 a 15 km) para simular eventos locais e de mesoescala meteorológica tais como sistemas convectivos, linhas de instabilidade e eventos associados a sistemas frontais. As simulações meteorológicas foram prognosticadas até 48 horas e os resultados de precipitação média na bacia de União da Vitória foram inseridos no modelo hidrológico como cenários de precipitação neste intervalo. Desta forma, foi avaliada a destreza das simulações do ponto de vista hidrometeorológico acoplando duas partes fundamentais do ciclo hidrológico.

O trabalho compreende os seguintes objetivos específicos:

- Implementação do Modelo Numérico de Previsão de Tempo WRF para a região do Paraná de modo que problemas de condições de fronteira não interfiram na região de estudo;
- Implementação do Modelo Hidrológico para a bacia de União da Vitória;
- Avaliação dos cenários de precipitação gerados pelo modelo WRF;
- Seleção de eventos cujos volumes acumulados de água foram de relevante impacto do ponto de vista hidrológico, ou seja, que a vazão atingiu níveis máximos em relação à média histórica ou que o leito do Rio Iguaçu tenha provocado inundações.

## 3 Revisão da Literatura

### 3.1 Previsão Numérica do Tempo

A base da previsão numérica do tempo (conhecida como NWP, *numerical weather prediction*) foi formalizada pelo meteorologista norueguês Vilhelm Bjerkness. Em 1903, ele propôs que a previsão do tempo poderia ser baseada nas leis da física, sendo descrita por sete variáveis primárias: pressão, temperatura, densidade do ar, umidade e três componentes da velocidade do vento. Propôs ainda que a previsão do tempo poderia, essencialmente, ser vista como um problema matemático de valor inicial, ou seja, conhecendo-se as condições iniciais da atmosfera para um único instante de tempo seria possível resolver as equações para um instante de tempo posterior. Bjerkness não acreditava que estas equações pudessem ser resolvidas analiticamente devido a sua complexidade (NEBEKER, 1995).

Em 1922, foi publicado pelo meteorologista britânico Lewis Fry Richardson o primeiro trabalho no qual foram apresentados resultados de previsão do tempo através de solução numérica. Richardson desenvolveu um método diferente de analisar as equações, simplificando-as antes de resolvê-las numericamente sem o auxílio de computadores (RICHARDSON, 1922). Entretanto, a simulação numérica do movimento atmosférico só foi possível após a década de 40, com o desenvolvimento de computadores e programas pelos matemáticos John von Neumann e Jule Charney. Charney fez a primeira previsão numérica do tempo em um computador (ENIAC), usando um modelo unidimensional (JACOBSON, 1999).

Com o desenvolvimento de computadores mais rápidos e processamento paralelo, os modelos numéricos de previsão do tempo ficaram mais elaborados, podendo realizar simulações atmosféricas em diversas escalas espaciais. Essas escalas são classificadas como global ou sinótica quando visam identificar o comportamento geral da atmosfera em áreas extensas. Quando são capazes de identificar fenômenos meteorológicos mais detalhadamente, sobre regiões mais específicas, são classificadas como regionais ou mesoescala. Um sistema de classificação dos fenômenos atmosféricos bastante utilizado é o sistema racional proposto por Orłanski, apresentado na *tabela 1* (ORŁANSKI, 1975).

Escala espacial	Classificação	Observação
10000 km - 2000 km	macro- $\beta$	
10000 km - 2000 km	macro- $\beta$	
2000 km - 200 km	meso- $\alpha$	Inclui os complexos convectivos de mesoescala e os vórtices de ar frio do tipo vírgula.
200 km - 2 km	meso- $\beta$	Inclui linhas de instabilidade e circulações térmicas topograficamente induzidas.
2 km - 200 m	meso- $\gamma$	Inclui as nuvens cumulus nimbus individuais.
2000 km - 200 km	micro- $\alpha$	
200 m - 20 m	micro- $\beta$	
20 m - 0 m	micro- $\gamma$	

Tabela 1: Classificação racional de Orlanski.

Os modelos de circulação global reproduzem bem o estado da atmosfera nas escalas global e sinótica, mas não representam bem esse estado em escalas regionais próximas à superfície da terra (KALMA; CALDER, 1994). Um dos problemas que provavelmente contribuem para este fato é a suavização da topografia nas escalas globais.

Uma forma de aumentar a resolução local dos modelos globais é através do acoplamento de modelos de mesoescala. Com isso, os modelos conseguem uma melhor representação dos efeitos da topografia, permitindo também uma parametrização mais detalhada da superfície.

Na década de 1980, a aplicação dos modelos de mesoescala, principalmente através de casos de estudo e testes de sensibilidade, permitiu a obtenção de informações físicas sobre diversos sistemas de mesoescala como tempestades severas (ANTHES et al., 1982), ciclones tropicais (CHANG, 1982), sistemas convectivos de mesoescala (ZHANG; FRITSCH, 1982), ciclones extratropicais (KUO; REED, 1988), e eventos de precipitação forte (LEE; HONG, 1989).

Hoje, os modelos de mesoescala mais difundidos e utilizados de modo operacional nos centros de pesquisa são o RAMS - *Regional Atmospheric Modeling System* (PIELKE et al., 1992), o ARPS - *Advanced Regional Prediction System* (XUE et al., 2000), o MM5 - *Penn State Mesoscale Model* (GRELL et al., 1994) e o WRF - *Weather Research and Forecasting* (MICHALAKES et al., 1998). Entre eles, o modelo que vem mais se destacando é o WRF, devido a grande quantidade de agências envolvidas no seu desenvolvimento e o rápido crescimento da comunidade de usuários. O modelo WRF é o sucessor do modelo MM5, que não sofrerá novas atualizações.

Através de um estudo feito por Hutchinson (HUTCHINSON et al., 2004), foram comparados os resultados de simulações usando diversas configurações de vários modelos (WRF, MM5, ARPS). Com os resultados do estudo, verificou-se que o modelo WRF aparenta apresentar uma melhor performance na previsão de eventos precipitativos convectivos.

Assim, para o desenvolvimento deste trabalho optou-se pelo modelo atmosférico de mesoescala *Weather Research and Forecasting* - WRF.

### 3.1.1 Equações Básicas

A evolução da atmosfera pode ser descrita através de certos princípios físicos conservativos, que devem ser satisfeitos simultaneamente (PIELKE, 2002):

1. conservação da massa de ar;
2. conservação do calor;
3. conservação da quantidade de movimento;
4. conservação da massa de água;
5. conservação de outros gases e materiais aerossóis.

#### 3.1.1.1 Conservação da Massa de Ar

Assumindo que na atmosfera não existem fontes ou dissipadores de massa, a equação da conservação da massa de ar pode ser escrita como:

$$-(\nabla \cdot \rho \vec{V}) = \frac{\partial \rho}{\partial t}, \quad (3.1)$$

onde  $\rho$  é a densidade,  $V$  é o volume e  $t$  é o tempo.

#### 3.1.1.2 Conservação da Energia

Considerando que a atmosfera, em mesoescala, tem um comportamento semelhante aos gases ideais, a partir da primeira lei da termodinâmica obtém-se a equação da temperatura potencial:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \Theta + S_{\Theta}, \quad (3.2)$$

onde  $\Theta$  é a temperatura potencial,  $V$  é o volume e  $S_\Theta$  representa as fontes e dissipadores de calor, expresso pelas variações na temperatura potencial.

### 3.1.1.3 Conservação da Quantidade de Movimento

A equação do movimento é obtida a partir da segunda lei de Newton. Considerando a força de Coriolis, tem-se:

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \vec{V} - \frac{1}{\rho} \nabla p - g \vec{k} - 2\vec{\Omega} \times \vec{V}, \quad (3.3)$$

onde  $V$  é a velocidade,  $t$  é o tempo,  $\rho$  é a densidade,  $p$  é a pressão,  $g$  é a aceleração da gravidade e  $\Omega$  é a velocidade angular. O termo  $\partial \vec{V} / \partial t$  representa a aceleração local,  $\vec{V} \cdot \nabla \vec{V}$  é a aceleração advectiva,  $\frac{1}{\rho} \nabla p$  é a força devido ao gradiente de pressão,  $g \vec{k}$  o termo gravitacional e  $2\vec{\Omega} \times \vec{V}$  o termo de Coriolis.

### 3.1.1.4 Conservação da Água

Na atmosfera, a água pode ocorrer nas formas sólida, líquida ou vapor, podendo ainda mudar de fase. Assim, a equação da conservação da água é escrita como:

$$\frac{\partial q_n}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla q_n + S_{q_n}, \quad n = 1, 2, 3 \quad (3.4)$$

onde  $q_1$ ,  $q_2$  e  $q_3$  são as frações de massa de água nas formas sólida, líquida e vapor, em relação a massa de ar no mesmo volume,  $t$  é o tempo,  $V$  é o volume e  $S_{q_n}$  é o termo fonte-dissipativo referente aos processos nos quais ocorrem as mudanças de fase da água, precipitação e nos quais a água é gerada ou perdida nas reações químicas.

### 3.1.1.5 Conservação de Outros Gases e Materiais Aerossóis

A mesma relação de conservação usada para a água, pode ser usada para qualquer gás ou material aerossol na atmosfera:

$$\frac{\partial \chi_m}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \chi_m + S_{\chi_m}, \quad m = 1, 2, 3, \dots, M, \quad (3.5)$$

onde  $\chi_m$  se refere a qualquer espécie química (exceto água),  $t$  é o tempo,  $V$  é o volume e  $S_{\chi_m}$  é o termo fonte-dissipativo.

### 3.1.2 Modelo Atmosférico Global GFS

O modelo atmosférico GFS (*Global Forecast System*) foi desenvolvido no final da década de 70 (SELA, 1980) e implementado como um modelo de previsão global em 18 de março de 1981. Desde então, vem sofrendo alterações e atualizações (BONNER, 1988; KALNAY et al., 1990; KANAMITSU et al., 1991). Ele é composto pelo módulo de assimilação GDAS (*global data assimilation system*) e pelo modelo espectral MRF (*medium range forecast model*).

Modelos espectrais representam as variações espaciais das variáveis meteorológicas como uma série finita de ondas com diferentes comprimentos de onda. Nesses modelos, o cálculo da maioria das derivadas horizontais é feito diretamente a partir das ondas, sendo extremamente acurados.

Entretanto, assim como nos modelos com representação por pontos de grade, os modelos espectrais apresentam erros de truncamento. O grau de truncamento de um modelo espectral está associado com a escala da menor onda representada pelo modelo. Eventos atmosféricos em escalas menores são ignorados pelo modelo de previsão. As formas mais comuns de truncamento em modelos espectrais são a romboidal e a triangular, sendo o truncamento triangular mais preciso (DALEY; BOURASSU, 1978).

O modelo GFS foi implementado, originalmente, com as seguintes resoluções:

- Truncamento triangular em 30 ondas com 12 níveis na vertical (T30L12);
- Truncamento triangular em 24 ondas com 12 níveis na vertical, de 48 a 84 horas (T24L12);
- Truncamento triangular em 24 ondas com 6 níveis na vertical, de 84 a 144 horas (T24L6).

Atualmente, o GFS é rodado quatro vezes ao dia (00, 06, 12, e 18 UTC) com horizonte de simulação de 384 horas. Suas principais características em relação a discretização estão listadas a seguir.

- Representação horizontal: espectral, com transformação para um grid gaussiano para cálculo de grandezas físicas e não-lineares.
- Resolução horizontal: espectral triangular 254 (T254); grid gaussiano de 768x384 pontos (aproximadamente a 0,5x0,5 graus de latitude/longitude).

- Representação vertical: o domínio vertical, em coordenadas sigma (PHILLIPS, 1957), começa na superfície da Terra ( $\sigma = 1$ ) e acaba no topo da atmosfera ( $\sigma = 0$ ), sendo dividido em 64 níveis sigmas com espaçamento não-uniforme. Para a pressão superficial de 1000 *hPa*, 15 níveis são abaixo de 800 *hPa*, e 24 níveis são acima de 100 *hPa*.
- Discretização temporal: a integração temporal principal é do tipo *forward-backward* para os termos advectivos não-lineares, e semi-implícita para ondas gravitacionais e advecção zonal de vorticidade e umidade. O passo de tempo é de 7,5 minutos, exceto para o cálculo da radiação de ondas longas, a cada 3 horas, e ondas curtas, a cada hora.

### 3.1.3 Modelo Atmosférico de Mesoescala WRF

O modelo atmosférico WRF (*Weather Research and Forecasting*) é um modelo de previsão numérica do tempo de mesoescala, desenvolvido tanto para fins de pesquisa quanto operacionais. Foi desenvolvido conjuntamente por uma série de instituições e agências governamentais: *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *Forecast Systems Laboratory* (FSL), *Air Force Weather Agency* (AFWA), *Naval Research Laboratory*, *Oklahoma University* e *Federal Aviation Administration* (FAA).

O modelo WRF foi desenvolvido para ser flexível, com código portátil eficiente em ambientes de computação paralela. Oferece uma diversidade de opções físicas, além de sistemas avançados de assimilação de dados que estão sendo desenvolvidos e testados em conjunto com o modelo. Pode ser usado em aplicações de diferentes escalas espaciais, desde alguns metros até milhares de quilômetros. Estas aplicações incluem previsões numéricas do tempo operacionais e voltadas para a pesquisa, pesquisas de parametrizações físicas e assimilação de dados, modelos dirigidos de qualidade do ar, acoplamento oceano-atmosfera e simulações idealizadas (ondas baroclínicas, convecção, etc).

#### 3.1.3.1 Coordenadas Verticais

O sistema de coordenadas verticais utilizado pelo WRF é denominado  $\eta$ . Entretanto, não é o mesmo sistema  $\eta$  que utiliza o nível médio do mar como base, e sim uma modificação do sistema  $\sigma$ . As equações do WRF são formuladas empregando a coordenada vertical  $\eta$ , representada na *figura 1* e definida como:

$$\eta = (p_h - p_{ht})/\mu, \quad (3.6)$$

onde  $\mu = p_{hs} - p_{ht}$ ,  $p_h$  é a componente hidrostática da pressão,  $p_{ht}$  é o valor no topo e  $p_{hs}$  o valor na superfície.

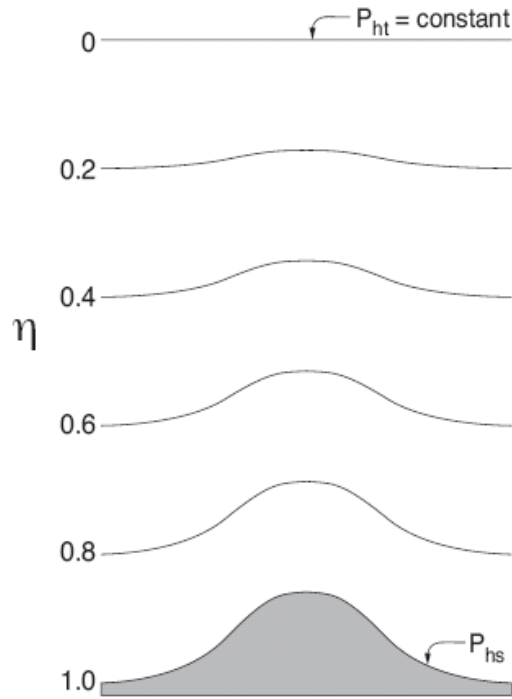


Figura 1: Sistema  $\eta$  de coordenadas verticais.

As variáveis calculadas não representam um valor sobre as superfícies verticais e sim uma média para a parcela entre duas superfícies.

### 3.1.3.2 Equações Governantes

Todos os cálculos executados pelo WRF a fim de simular as condições da atmosfera são baseados em um conjunto de equações que controlam o comportamento da atmosfera. O sistema de equações diferenciais parciais por elas composto não pode ser resolvido analiticamente, a menos que várias aproximações sejam feitas. Entretanto, com essas aproximações a capacidade de representar fenômenos reais é praticamente nula. As equações são definidas na forma diferencial como:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \mathbf{V}u) - \partial_x(p\phi_\eta) + \partial_x(p\phi_x) = F_U \quad (3.7)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \mathbf{V}v) - \partial_y(p\phi_\eta) + \partial_y(p\phi_y) = F_V \quad (3.8)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \mathbf{V}w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (3.9)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \mathbf{V} \theta) = F_\Theta \quad (3.10)$$

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \mathbf{V}) = 0 \quad (3.11)$$

$$\partial_t \phi + \mu^{-1}[(\mathbf{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (3.12)$$

$$\partial_\eta \phi = -\alpha \mu \quad (3.13)$$

$$p = p_0 (R_d \theta / p_0 \alpha)^\gamma \quad (3.14)$$

onde  $\mathbf{v} = (u, v, w)$ ,  $\theta$  é a temperatura potencial,  $\phi = gz$  é o geopotencial,  $p$  é a pressão,  $\alpha = \frac{1}{\rho}$  é o inverso da densidade,  $\gamma = c_p/c_v$ ,  $R_d$  é a constante do gás para ar seco,  $p_0$  é a pressão de referência,  $\mathbf{V} = \mu \mathbf{v} = (U, V, W)$ ,  $\Omega = \mu \dot{\eta}$  e  $\Theta = \mu \theta$ .  $F_U$ ,  $F_V$ ,  $F_W$  e  $F_\Theta$  representam os termos forçantes devido a física do modelo, mistura turbulenta, projeções esféricas e a rotação da Terra.

As equações 3.7 à 3.9 representam a conservação da quantidade de movimento, 3.10 a conservação de energia termodinâmica, 3.11 a conservação da massa, 3.12 a equação geopotencial e 3.14 a equação de estado termodinâmico.

Entretanto, na forma apresentada acima, as equações são aplicáveis apenas para situações idealizadas. O sistema realmente utilizado no WRF possui termos que levam em conta o efeito da força de Coriolis, umidade do ar e a projeção cartográfica que está sendo utilizada. Além disso, as equações diferenciais parciais possuem variáveis de perturbação, pois isso diminui os erros de truncamento e arredondamento no cálculo do gradiente de pressão horizontal e vertical, respectivamente. Essas novas variáveis (denotadas por  $a'$ ) representam desvios em termos que estão hidrostaticamente balanceados (denotados por  $\bar{a}$ ). Basicamente a nova representação para uma variável qualquer é  $a = \bar{a} + a'$ . A forma final das equações é:

$$\begin{aligned} \partial_t U + m[\partial_x(Uu) + \partial_y(Vu)] + \partial_\eta(\Omega u) + (\mu_d \alpha \partial_x p' + \mu_d \alpha' \partial_x \bar{p}) \\ + (\alpha/\alpha_d)(\mu_d \partial_x \phi' + \partial_\eta p' \partial_x \phi - \mu'_d \partial_x \phi) = F_U \end{aligned} \quad (3.15)$$

$$\begin{aligned} \partial_t V + m[\partial_x(Uv) + \partial_y(Vv)] + \partial_\eta(\Omega v) + (\mu_d \alpha \partial_y p' + \mu_d \alpha' \partial_y \bar{p}) \\ + (\alpha/\alpha_d)(\mu_d \partial_y \phi' + \partial_\eta p' \partial_y \phi - \mu'_d \partial_y \phi) = F_V \end{aligned} \quad (3.16)$$

$$\begin{aligned} & \partial_t W + m[\partial_x(Uw) + \partial_y(Vw)] + \partial_\eta(\Omega w) \\ & - m^{-1}g(\alpha/\alpha_d)[\partial_\eta p' - \bar{\mu}_d(q_v + q_c + q_r)] + m^{-1}\mu'_d g = F_W \end{aligned} \quad (3.17)$$

$$\partial_t \Theta + m^2[\partial_x(U\theta) + \partial_y(V\theta)] + m\partial_\eta(\Omega\theta) = F_\Theta \quad (3.18)$$

$$\partial_t \mu'_d + m^2[\partial_x U + \partial_y V] + m\partial_\eta \Omega = 0 \quad (3.19)$$

$$\partial_t \phi' + \mu_d^{-1}[m^2(U\phi_x + V\phi_y) + m\Omega\phi_\eta - gW] = 0 \quad (3.20)$$

$$\partial_\eta \phi' = -\bar{\mu}_d \alpha'_d - \alpha_d \mu'_d \quad (3.21)$$

$$\partial_t Q_m + m^2[\partial_x(Uq_m) + \partial_y(Vq_m)] + m\partial_\eta(\Omega q_m) = F_{Q_m} \quad (3.22)$$

onde  $U = \mu_d u/m$ ,  $V = \mu_d v/m$ ,  $W = \mu_d w/m$ ,  $\Omega = \mu_d \dot{\eta}/m$ . A equação de estado não pode ser escrita em forma de perturbação devido ao expoente, ficando com a mesma forma apresentada em 3.14.

### 3.1.3.3 Discretização Temporal

A solução das equações do modelo é da forma de ondas, entretanto na solução existem tanto ondas lentas – que representam os fenômenos meteorológicos de interesse – quanto rápidas – ondas sonoras. As ondas sonoras são de pouco ou nenhum interesse para a meteorologia, entretanto precisam ser resolvidas para manter a estabilidade da solução. Como tem alta frequência, elas exigem  $\Delta t$  menores do que as ondas meteorológicas. Entretanto, caso todos os cálculos do modelo tivessem de ser feitos utilizando esse  $\Delta t$  pequeno, o custo computacional/temporal seria muito alto, inviabilizando a previsão. Assim, várias técnicas foram desenvolvidas para resolver as ondas acústicas separadamente das demais ondas, as quais podem então utilizar um  $\Delta t$  apropriado.

O WRF utiliza uma dessas técnicas, um esquema de integração por passos de tempo. Enquanto ondas lentas são resolvidas utilizando Runge-Kutta de 3ª ordem (RK3), o modo horizontal de propagação das ondas acústicas é resolvido com um esquema de integração *forward-backward* e, o modo vertical, com um esquema implícito utilizando o  $\Delta t$  para ondas rápidas. A solução das ondas sonoras é aplicada como uma correção no RK3.

O esquema de Runge-Kutta de 3ª ordem integra um sistema de equações diferenciais usando um preditor-corretor. As variáveis são definidas como  $\Phi = (U, V, W, \Theta, \phi', \mu', Q_m)$  e as equações do modelo,  $\Phi_t = R(\Phi)$ . São necessários três passos para avançar a solução de  $\Phi(t)$  a  $\Phi(t + \Delta t)$ :

$$\Phi^* = \Phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\Phi^t) \quad (3.23)$$

$$\Phi^{**} = \Phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\Phi^*) \quad (3.24)$$

$$\Phi^{t+\Delta t} = \Phi^t + \Delta t R(\Phi^{**}), \quad (3.25)$$

onde  $\Delta t$  é o passo de tempo utilizado para ondas lentas. Aplicado as *equações 3.15 a 3.22*,  $\Phi_t$  representa os termos derivados no tempo e  $R(\Phi)$  os termos restantes. Apesar de ser denominado Runge-Kutta de 3ª ordem, ele tem precisão de 3ª ordem apenas para equações lineares, para equações não-lineares é de 2ª ordem.

Para resolver as ondas sonoras, as equações governantes são integradas utilizando um passo de tempo menor ( $\Delta\tau$ ) dentro do passo de tempo do RK3 ( $\Delta t$ ). Representando em termos de programação, existe um laço de repetição acústico que é executado ( $\Delta t/\Delta\tau$ ) vezes dentro do laço de repetição do RK3. As equações são novamente escritas na forma de perturbação, mas dessa vez a perturbação é a influência da solução das ondas sonoras na solução geral. Parte-se de:

$$\mathbf{V}'' = \mathbf{V} - \mathbf{V}^{t*}, \quad \Omega'' = \Omega - \Omega^{t*}, \quad \Theta'' = \Theta - \Theta^{t*},$$

$$\phi'' = \phi' - \phi'^{t*}, \quad \alpha_d'' = \alpha_d' - \alpha_d'^{t*}, \quad \mu_d'' = \mu_d' - \mu_d'^{t*},$$

onde  $t^*$  denota os desvios no preditor calculado pelo RK3 ( $\Phi^t$ ,  $\Phi^*$  ou  $\Phi^{**}$  nas *equações 3.23 à 3.25*).

Reescrevendo as variáveis em função de  $t^*$ , o sistema que resolve as ondas acústicas fica da seguinte forma:

$$\delta_\tau U'' + \mu^{t*} \alpha^{t*} \partial_x p''^\tau + (\mu^{t*} \partial_x \bar{p}) \alpha''^\tau + (\alpha/\alpha_d) [\mu^{t*} \partial_x \phi''^\tau + (\partial_x \phi^{t*}) (\partial_\eta p'' - \mu'')^\tau] = R_U^{t*} \quad (3.26)$$

$$\delta_\tau V'' + \mu^{t*} \alpha^{t*} \partial_y p''^\tau + (\mu^{t*} \partial_y \bar{p}) \alpha''^\tau + (\alpha/\alpha_d) [\mu^{t*} \partial_y \phi''^\tau + (\partial_y \phi^{t*}) (\partial_\eta p'' - \mu'')^\tau] = R_V^{t*} \quad (3.27)$$

$$\delta_\tau \mu_d'' + m^2 [\partial_x U'' + \partial_y V'']^{\tau+\Delta\tau} + m \partial_\eta \Omega''^{\tau+\Delta\tau} = R_\mu^{t*} \quad (3.28)$$

$$\delta_\tau \Theta'' + m^2 [\partial_x (U'' \theta^{t*}) + \partial_y (V'' \theta^{t*})]^{\tau+\Delta\tau} + m \partial_\eta (\Omega''^{\tau+\Delta\tau} \theta^{t*}) = R_\Theta^{t*} \quad (3.29)$$

$$\delta_\tau W'' - m^{-1} g \left[ (\alpha/\alpha_d)^{t*} \partial_\eta (C \partial_\eta \phi'') + \partial_\eta \left( \frac{c_s^2}{\alpha^{t*}} \frac{\Theta''}{\Theta^{t*}} \right) - \mu_d'' \right]^\tau = R_W^{t*} \quad (3.30)$$

$$\delta_\tau \phi'' + \frac{1}{\mu_d^{t*}} [m \Omega^{\tau+\Delta\tau} \phi_\eta - \overline{gW''}^\tau] = R_\phi^{t*} \quad (3.31)$$

### 3.1.3.4 Discretização Espacial

O WRF utiliza uma grade do tipo C (ARAKAWA; LAMB, 1977) na discretização espacial de variáveis (*figura 2*). A vantagem em utilizar uma grade alternada é evitar o desacoplamento entre os termos da equação diferencial parcial, que ocorre quando variáveis interdependentes são resolvidas no mesmo ponto de grade. Quando esse desacoplamento aparece, grande imprecisão é introduzida no cálculo pelo módulo computacional gerado, tornando-se necessário aplicar uma difusão computacional nas ondas mais curtas. Além disso, grades alternadas do tipo C ainda têm a vantagem de necessitar do cálculo de médias na equação discretizada apenas para o termo de Coriolis. Isso se prova uma grande vantagem, pois o WRF é primariamente um modelo de mesoescala. Como a influência da força de Coriolis em fenômenos representados nessa escala é pouco relevante, a grade do tipo C torna-se a mais recomendável.

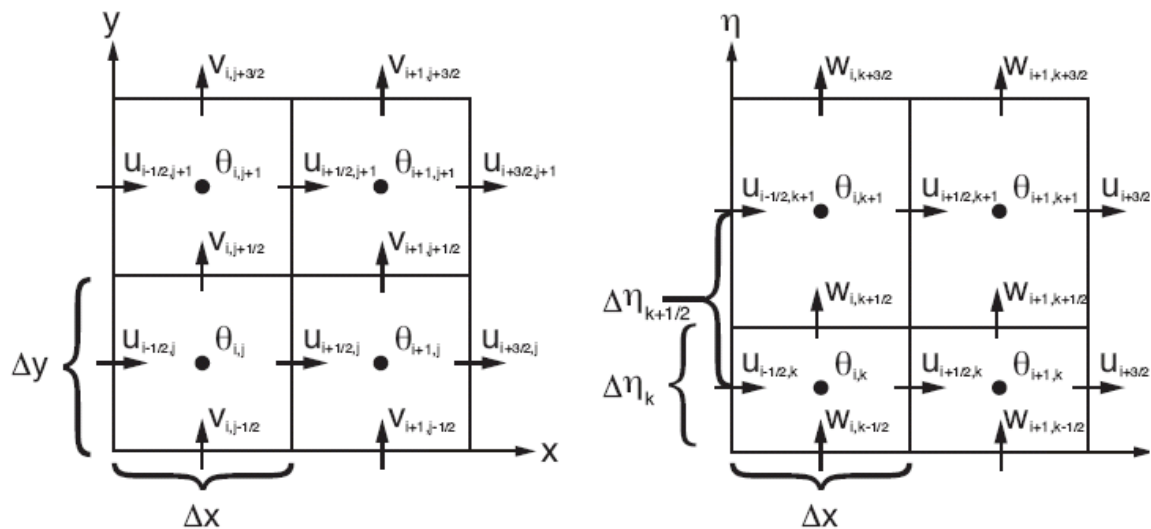


Figura 2: Grade alternada horizontal e vertical do tipo C.

Enquanto na integração no tempo é utilizado Runge-Kutta de 3ª ordem, os esquemas de advecção na horizontal e vertical podem utilizar RK de 2ª a 6ª ordem.

### 3.1.3.5 Aninhamento de Grades

Quando se deseja analisar mais detalhadamente uma região de interesse que está inserida na grade original utilizada, é possível fazer um aninhamento de grades. A vantagem em utilizar grades aninhadas é ter dados de uma área com uma alta resolução espacial, sem que toda a grade tenha que ser rodada com um  $\Delta x$  menor. A *figura 3* mostra exemplos de aninhamentos de grade possíveis no WRF.

Em ambos os casos apresentados, as condições de contorno (CC) da grade menor (FG,

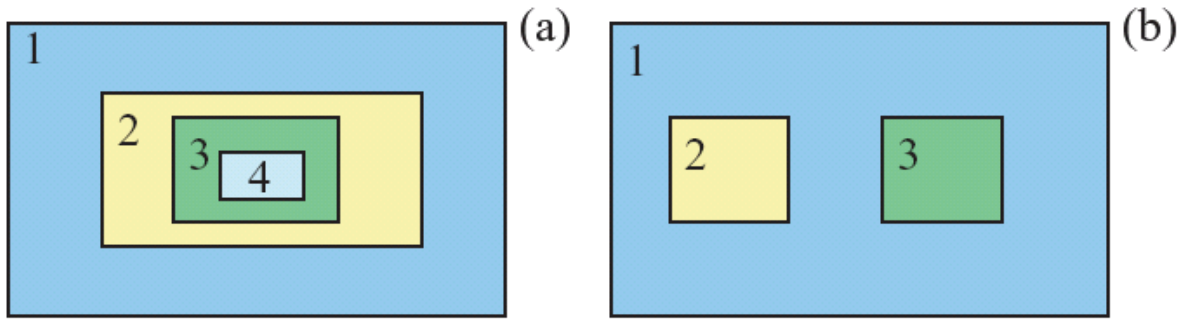


Figura 3: Exemplos de aninhamento de grades permitidos no WRF.

*fine grid*) são interpoladas a partir da previsão fornecida pela grade maior (CG, *coarse grid*), ou seja, na *figura 3a*:  $1 \rightarrow 2 \rightarrow 3 \rightarrow 4$ ; na *figura 3b*,  $1 \rightarrow 2$  e  $1 \rightarrow 3$ . Os dados calculados nas grades podem fluir em apenas um sentido (*1-way*) ou em ambos (*2-way*): no modo unidirecional, os valores da CG são simplesmente utilizados como condições de contorno na FG, no modo bidirecional, ocorre o mesmo processo, entretanto, os pontos da CG que estão dentro da FG, tem seus valores alterados para aqueles obtidos pela FG.

A *figura 4* mostra exemplos da disposição das variáveis em grades aninhadas. A alternância dessas variáveis na grade define como a FG é colocada sobre a CG e influencia os resultados quando o modo *2-way* está ativo. Se a razão entre o  $\Delta x_{CG}$  e  $\Delta x_{FG}$  for ímpar (lado esquerdo da figura), os pontos que contêm determinada variável na CG e FG coincidem. Caso contrário, o ponto da CG fica equidistante dos quatro pontos da FG, e simplesmente recebe o valor do canto inferior esquerdo.

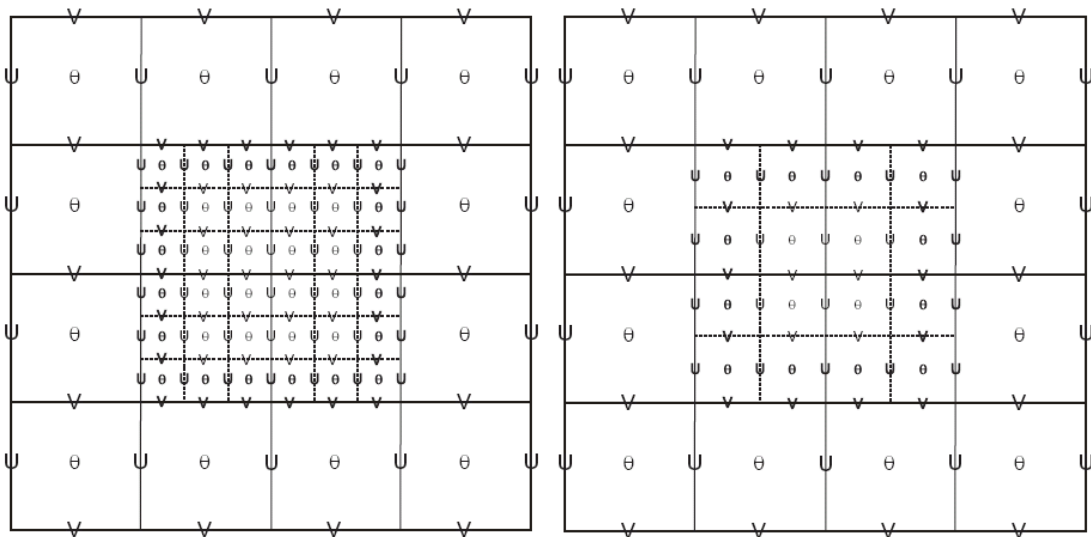


Figura 4: Grades aninhadas do tipo C.

### 3.1.3.6 Esquemas de Microfísica

Os processos de precipitação, vapor d'água e nuvens são resolvidos pelo modelo WRF explicitamente, na forma de esquemas de parametrizações. Nesses esquemas são construídas, no lugar dos complexos modelos teóricos, fórmulas alternativas simplificadas para resolver os termos associados aos fluxos turbulentos de momento, calor e umidade que aparecem devido a integração das equações. Os principais esquemas de microfísica disponíveis no modelo WRF estão listados a seguir.

- Kessler (KESSLER, 1969): é um esquema simples de aquecimento de nuvem. Inclui os processos microfísicos de produção, queda e evaporação da chuva, acumulação e autoconversão da água de nuvem e água de nuvem a partir da condensação.
- Purdue Lin (CHEN; SUN, 2002): é um esquema microfísico relativamente sofisticado, mais indicado para o uso em pesquisas. Inclui seis classes de hidrometeoros (vapor de água, água de nuvem, chuva, gelo de nuvem, neve e pelotas de gelo). Este esquema inclui a pressão não-hidrostática, que pode diminuir as velocidades verticais, ajudar a nuvem a se desenvolver mais cedo e ajudar a manter um período maduro mais longo.
- Thompson (THOMPSON et al., 2004): este esquema foi desenvolvido para melhorar a previsão de eventos de congelamento de precipitações para avisos de segurança na aviação. Foi extensivamente testado e comparado tanto com casos idealizados quanto com casos de estudos reais documentados (observações em períodos de inverno, para latitudes médias). Este esquema utiliza funções espectrais clássicas para representar cada classe de hidrometeoro em um conjunto de equações explícitas. Utiliza representações simplificadas de um parâmetro para para água de nuvem, chuva, neve, pelotas de gelo e uma função de dois parâmetros para gelo de nuvem.

### 3.1.3.7 Esquemas de Parametrização Cumulus

Estes esquemas são responsáveis pelos efeitos convectivos e/ou de nuvens rasas em escalas menores que o espaçamento da grade. Eles operam apenas em colunas individuais, onde o esquema é disparado e fornecem os perfis verticais de calor e umidade e a componente convectiva da chuva superficial. A seguir estão listadas as principais parametrizações cumulus disponíveis no WRF.

- Kain-Fritsch (KAIN; FRITSCH, 1993): utiliza um modelo de nuvem simples, com correntes de umidade ascendentes e descendentes e inclui efeitos de troca com a

atmosfera. Este esquema foi formulado para assegurar a conservação de massa, energia térmica, umidade total e momento e considera que toda a CAPE (*Convective Available Potential Energy*) num elemento da malha é removido em um tempo de ajustamento (3 horas para convecção pouco profunda).

- BMJ - Betts-Miller-Janjic (JANJIC, 2000): apesar de ser baseado no esquema de Bets-Miller, apresenta algumas diferenças em aspectos importantes, como o perfil de convecção que é variável e depende da eficiência da nuvem (parâmetro adimensional que caracteriza o regime de convecção). A eficiência da nuvem depende das variações de entropia, precipitação e temperatura média da nuvem. O esquema BMJ tem sido otimizado através dos anos de aplicações operacionais no NCEP, diferindo assim no valor de alguns parâmetros recomendados.
- Grell-Devenyi (GRELL; DEVENYI, 2002): para cada ponto de grade são rodados múltiplos esquemas cumulus e variações, sendo devolvido para o modelo uma média dos resultados. Os esquemas são todos do tipo fluxo de massa, mas com diferentes parâmetros e eficiência de precipitação. Normalmente, esta parametrização é composta por 144 membros.

## 3.2 Acoplamento dos Modelos Atmosférico e Hidrológico

Tradicionalmente, as fases terrestre e atmosférica do ciclo hidrológico são representadas e simuladas por modelos independentes. Nos últimos anos, estas simulações têm sido acopladas através da concatenação dos modelos hidrológico e atmosférico. Este acoplamento pode ser feito de dois modos, unidirecionalmente ou bidirecionalmente (BRAGA et al., 2005).

No acoplamento unidirecional, os dados meteorológicos gerados pelos modelos atmosféricos são usados como dados de entrada nos modelos hidrológicos. Operacionalmente, este tipo de acoplamento apresenta uma maior flexibilidade devido à autonomia entre os modelos de cada categoria. Assim, viabilizam previsões em conjunto (*ensemble*), utilizando como membros diferentes previsões atmosféricas (BRAGA et al., 2005).

No modo bidirecional, existe uma troca de informações entre os modelos, sendo necessários ajustes de escala (*downscaling* dos dados meteorológicos e *upscaling* dos dados hidrológicos). Essa troca de informações é feita, geralmente, através de interfaces que utilizam esquemas de transferência solo-vegetação-atmosfera (SVAT - *Soil Vegetation Atmosphere Transfer*). Este tipo de acoplamento apresenta algumas desvantagens operaci-

onais, como o alto custo computacional e a necessidade de transformação de unidades e coordenadas (MOLDERS; RUHAAK, 2002).

Desenvolvimentos recentes no acoplamento entre modelos atmosféricos e hidrológicos demonstram que, este tipo de aproximação, apresenta um grande potencial para previsão de enchentes e avaliação de impactos (YU et al., 1999; BENOIT et al., 2003). Essa aproximação torna-se especialmente importante nos casos em que não se pode depender apenas de dados provenientes de observação na superfície. Isso ocorre, principalmente, em regiões com poucas estações de observação, onde a densidade de dados é pouco representativa, e em regiões montanhosas, que apresentam uma rápida resposta aos eventos de precipitação, necessitando que os dados meteorológicos estejam disponíveis antes da ocorrência destes eventos.

Os sistemas de modelos acoplados, além das aplicações voltadas para o gerenciamento de recursos hídricos, podem ser utilizados na verificação e validação de previsões numéricas de precipitação (BENOIT; PELLERIN, 2000; JASPER; KAUFMANN, 2003).

As bacias hidrológicas, em uma macroescala, podem ser vistas como medidores de precipitação com áreas de interceptação variáveis. Essa variabilidade da área permite diagnosticar diferentes problemas associados às simulações atmosféricas. A qualidade de eventos meteorológicos simulados de larga escala pode ser estimada através de grandes bacias. Pequenas bacias fornecem informações sobre eventos de precipitação localizados (BENOIT; PELLERIN, 2000).

### 3.3 Modelagem Hidrológica

Os modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão têm por objetivo representar as fases do ciclo hidrológico, entre a precipitação e o escoamento em uma exutória, em um ponto de interesse.

Alguns dos processos que ocorrem nessas fases, como a propagação de ondas de cheias em rios e canais, são bem conhecidos em relação à física de seus processos e apresentam uma descrição matemática relativamente simples. Nesses casos, o escoamento pode ser simulado por modelos matemáticos hidrodinâmicos. Devido à representação física desses processos, esses modelos são classificados como “modelos hidrológicos de base física” (COLLISCHONN, 2001).

Essa representação pode ser feita, ainda, considerando a variabilidade espacial dos eventos de precipitação e das características da bacia. Nesses casos, os modelos são classificados como “modelos distribuídos” (KAISER, 2006). Para justificar a consideração

de características distribuídas, é necessário um certo embasamento físico. Assim, dissociar os modelos distribuídos dos modelos hidrológicos de base física perde um pouco o sentido (COLLISCHONN, 2001).

Entre os modelos hidrológicos de base física mais citados na literatura, se encontram o modelo SHE - Sistema Hidrológico Europeu (BATHURST et al., 1995) e o modelo TOPMODEL (BEVEN et al., 1995).

O modelo SHE foi inicialmente desenvolvido em 1976, como resultado da cooperação de alguns centros de pesquisa europeus. Atualmente, têm sido desenvolvido pelos seus iniciadores de modo independente. Apesar de representar todos os processos por equações com embasamento físico, o modelo SHE apresenta a desvantagem de necessitar de uma grande quantidade de dados que, teoricamente, podem ser medidos em laboratório ou em experimentos na bacia, embora a altos custos. Em cada célula e em cada nível da discretização vertical é necessário conhecer o valor da condutividade hidráulica e a capacidade do solo de reter a umidade. Uma estimativa de um coeficiente de Manning é necessário para cada célula, tanto para o escoamento superficial como o escoamento em canal. A vegetação deve ser representada por dois parâmetros de resistência à evapotranspiração, um relativo a atmosfera e outro relativo a planta em si.

O modelo TOPMODEL é baseado fundamentalmente nas características topográficas da bacia hidrográfica, buscando reproduzir o comportamento hidrológico considerando as variáveis condicionantes de forma distribuída. Seu uso tem sido bastante difundido, principalmente devido a sua habilidade de considerar informação distribuída na bacia em uma estrutura relativamente simples, além da utilização de poucos parâmetros de calibração. Esse modelo tem mostrado resultados consistentes em diversas bacias onde foi aplicado (ZHANG; MONTGOMERY, 1994; BRUNEAU et al., 1995; FRANCHINI et al., 1996; SAULNIER et al., 1997; KUO et al., 1999; SCANLON et al., 2000).

Devido a estes fatores, foi adotado o modelo hidrológico TOPMODEL para o desenvolvimento deste trabalho.

### **3.3.1 Descrição do Modelo Hidrológico TOPMODEL**

O modelo TOPMODEL é um modelo chuva-vazão semi-distribuído, baseado na hipótese de que é possível, através da análise da topografia, representar a heterogeneidade da bacia. Assim, o escoamento horizontal (superficial ou sub-superficial) gerado por cada elemento de área da bacia depende da declividade e da área que contribui para este elemento. Elementos de área em regiões convergentes da bacia apresentam uma maior predisposição para gerar escoamento. Elementos em regiões de maior declividade contribuem menos

(BEVEN et al., 1995).

A aplicação desse conceito é feita através do índice topográfico do terreno, válido para cada elemento de área, e é expresso pela seguinte equação:

$$\ln \left( \frac{a}{tg\beta} \right), \quad (3.32)$$

onde  $a$  corresponde à área de drenagem e  $tg\beta$  à declividade da superfície da bacia no elemento de área.

### 3.3.1.1 Conceituação e Hipóteses

O modelo TOPMODEL foi desenvolvido a partir de quatro hipóteses fundamentais:

1. A dinâmica da zona saturada pode ser representada através de sucessivos estados uniformes;
2. O gradiente hidráulico da zona saturada pode ser obtido pela declividade da topografia no local (  $\ln(tg\beta)$  );
3. A transmissividade varia exponencialmente com o déficit de armazenamento ou com a profundidade do lençol de água. Mudanças verticais das propriedades hidráulicas de muitos tipos de solos podem ser explicadas pelo declínio exponencial na condutividade vertical do solo (BEVEN, 1984);
4. A taxa de recarga  $r(mm/h)$  da zona saturada é constante no espaço.

À partir da terceira hipótese, a transmissividade pode ser representada por:

$$T = T_0 \cdot e^{-zf}, \quad (3.33)$$

onde  $T_0$  é a transmissividade saturada,  $z$  ( $m$ ) representa a profundidade da lâmina de água no local e  $f$  ( $m^{-1}$ ) é um parâmetro de transmissividade do modelo. Os parâmetros  $f$  e  $m$  da curva de transmissividade relacionam-se através da seguinte equação:

$$f = \frac{\Delta\theta}{m}, \quad (3.34)$$

onde  $\Delta\theta$  representa a alteração na umidade do solo na zona não saturada devido à drenagem.

A taxa de fluxo subsuperficial saturado  $q$ , partindo da segunda hipótese, pode ser calculada por:

$$q = T_0 \cdot e^{-ef} \cdot tg\beta. \quad (3.35)$$

Considerando a primeira e a quarta hipótese, pode-se também calcular o fluxo subsuperficial por:

$$q = r \cdot a, \quad (3.36)$$

onde  $a$  é a área de drenagem.

Combinando as duas equações definidas para  $q$ , pode-se explicitar o valor da profundidade da lâmina de água local. Integrando esta equação obtém-se o valor médio da profundidade da superfície da zona de saturação:

$$\bar{z} = -\frac{1}{A} \sum \frac{1}{f} \cdot \ln \frac{r \cdot a}{T_0 \cdot tg\beta}, \quad (3.37)$$

onde  $A$  é a área total da bacia.

Considerando que  $r$  é espacialmente constante, pode-se relacionar as alturas média e local da lâmina de água, variáveis topográficas e transmissividade saturada. Essa relação é obtida através da diferença da profundidade da superfície de saturação média da bacia e valores locais:

$$\bar{z} = z_i - \frac{1}{f} \left( \lambda - \ln \frac{a}{T_0 \cdot tg\beta} + (\ln T_0 - \Psi) \right), \quad (3.38)$$

onde  $\ln[a/(T_0 \cdot tg\beta)]$  é o índice topográfico ou índice de similaridade hidrológica local,  $\lambda = \frac{1}{A} \sum \ln[a/(T_0 \cdot tg\beta)]$  é o valor médio do índice topográfico para toda a bacia e  $\Psi$  é o valor médio de  $\ln(T_0)$ .

Admitindo que a transmissividade lateral do solo saturado é constante para toda a bacia e reescrevendo a equação 3.38 em termos do déficit de armazenamento da zona saturada  $S$  obtém-se:

$$S - \bar{S} = -m \left( \lambda - \ln \frac{a}{tg\beta} \right). \quad (3.39)$$

Pela equação 3.38 pode-se concluir que a profundidade da superfície de saturação é função somente do índice topográfico, uma vez que a profundidade média  $\bar{z}$  e o valor médio

do índice topográfico  $\lambda$  são constantes. Admite-se que todos os locais que apresentam o mesmo índice topográfico possuem comportamento hidrológico idêntico (BEVEN et al., 1995).

Para diminuir o esforço computacional, definiu-se a função de distribuição do índice topográfico. São determinadas classes de índice topográfico a serem considerados pelo modelo e todos os elementos da bacia são classificados, construindo o histograma função índice topográfico da bacia versus percentual da área da bacia. Desta forma, todas as variáveis da bacia são calculadas para cada uma das classes definidas e não para todos os pontos da bacia, reduzindo consideravelmente o esforço computacional necessário. Variações moderadas no número de classes definidas não causam diferenças significativas nos resultados do modelo (FRANCHINI et al., 1996).

### 3.3.1.2 Armazenamentos

Na versão do modelo TOPMODEL apresentada por Quinn (QUINN et al., 1991), o fluxo de água no solo é estruturado na forma de armazenamentos. Para cada classe de índice topográfico há um conjunto de armazenamentos, conforme exposto na *figura 5*, de tal forma que é determinada uma quantidade da variação prevista em profundidade para a lâmina de água em propagação através da zona não saturada.

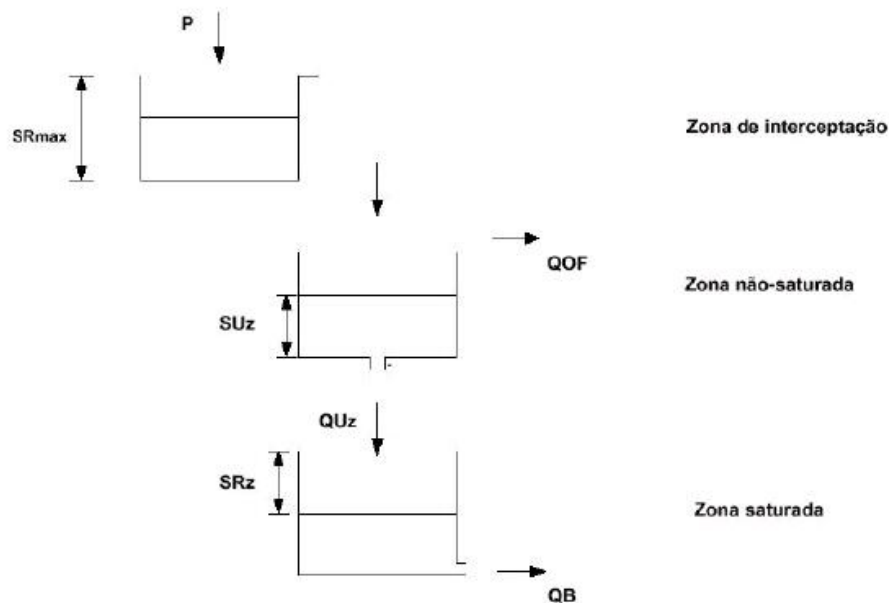


Figura 5: Representação esquemática dos processos no modelo TOPMODEL.

O armazenamento da zona de raízes é responsável pela interceptação e pela evaporação. A capacidade de campo é considerada no reservatório de umidade não ativa. Quando a capacidade de campo é satisfeita, o fluxo vertical da zona de raízes para a lâmina de

água ocorre através da drenagem por gravidade. Esta estrutura básica é utilizada para descrever diversos processos que ocorrem na zona não saturada do solo, buscando sempre respeitar o princípio da parcimônia (BEVEN, 1991).

### 3.3.1.3 Fluxo na Zona Não-Saturada

O fluxo vertical da zona não saturada para a zona saturada pode ser calculado como uma função do déficit local da zona saturada devido a drenagem por gravidade  $S$ , a qual é função da profundidade da superfície de saturação  $z$  e do déficit atual na zona não saturada do solo, representado por  $S_{uz}$ . O  $t_d$  ( $h/m$ ) é um parâmetro do modelo que representa o fator de retardo da frente de umidade.

$$q_v = \frac{S_{uz}}{S \cdot t_d} \quad (3.40)$$

### 3.3.1.4 Fluxo na Zona Saturada

O fluxo na zona saturada é representado pelo fluxo de base  $Q_b$ , descrito pela seguinte equação:

$$Q_b = \sum_{j=1}^m l_j \cdot (T_0 \cdot tg\beta) \cdot e^{-fz_j}, \quad (3.41)$$

onde  $l_j$  representa a largura do canal  $j$  por onde o fluxo será propagado. Substituindo  $z$ , considerando a transmissividade  $T_0$  constante para a bacia e considerando que  $a_j$  representa a área de contribuição por unidade de comprimento, ou seja,  $\sum l_j \cdot a_j = A =$  Área total da bacia ( $m^2$ ), obtém-se:

$$Q_b = A \cdot T_0 \cdot e^{-\lambda} \cdot e^{-fz_j}. \quad (3.42)$$

O déficit de armazenamento médio na bacia, em cada passo de tempo, pode ser atualizado através da subtração da recarga da zona não-saturada e da adição do fluxo de base calculado no passo de tempo anterior através da expressão:

$$\bar{S}_{t+\Delta t} = \bar{S}_t + \frac{\Delta t \cdot (Q_{b_{t-1}} - Q_{v_{t-1}})}{A}. \quad (3.43)$$

### 3.3.1.5 Evaporação

A evapotranspiração real  $E_a$  é calculada como uma função da evapotranspiração potencial  $E_p$  e da umidade presente nas zonas de raízes, através da seguinte expressão:

$$E_a = E_p \cdot \left(1 - \frac{S_{rz}}{S_{rmax}}\right), \quad (3.44)$$

onde  $S_{rz}$  corresponde ao déficit de armazenamento e  $S_{rmax}$  o déficit máximo da zona de raízes.

### 3.3.1.6 Propagação

O método de propagação da vazão é baseado em um histograma área  $\times$  distância, admitindo-se que o fluxo se propaga com velocidade constante  $CHV$ . Desta forma, o tempo gasto para a vazão em um ponto  $i$  atingir a exutória da bacia é:

$$t = \sum_{i=1}^N \frac{x_i}{CHV \cdot tg\beta_i}, \quad (3.45)$$

onde  $x_i$  é o comprimento do trecho de canal  $i$ ,  $tg\beta_i$  a declividade do trecho e  $N$  o número de segmentos de fluxos obtidos através da curva área  $\times$  distância.

Ainda pode-se definir uma velocidade diferente para o escoamento dentro das sub-bacias da bacia principal, denominada  $RV$ .

### 3.3.1.7 Vazão de Contribuição das Sub-Bacias a Montante

O código do modelo hidrológico TOPMODEL foi adaptado para receber, como dado de entrada, a vazão de contribuição das bacias a montante da bacia de estudo.

A vazão de contribuição (em  $m^3/s$ ) é convertida para  $mm/hora$  através da seguinte equação:

$$P_{contrib} = Q_{contrib} * 3,6/A, \quad (3.46)$$

onde  $A$  é a área da bacia de estudo,  $Q_{contrib}$  é a vazão em  $m^3/s$  e  $P_{contrib}$  é a vazão convertida em  $mm/hora$ .

Após a conversão, a vazão de contribuição é somada com a precipitação horária de entrada do modelo.

### 3.3.1.8 Parâmetros do Modelo

Schuler (SCHULER et al., 2000) analisou a representatividade física dos parâmetros do modelo TOPMODEL, sendo algumas conclusões apresentadas na *tabela 2*.

Parâmetro	Representatividade Física	Observação
$M$	Atua como controlador da profundidade efetiva do perfil do solo e, junto com a transmissividade saturada $T_0$ , determina a zona ativa do solo onde ocorre o escoamento sub-superficial.	Quanto maior o valor de $M$ , mais lentos tornam-se os processos de geração de vazão.
$T_0$	Representa a condutividade lateral do solo.	Valores altos de $T_0$ estão relacionados com quedas abruptas na recessão do hidrograma.
$T_d$	Corresponde ao fator de retardo da frente de umidade.	Quanto menor o valor de $T_d$ mais permeável o solo e mais rápida será a percolação.
$S_{rmax}$	Apresenta relação direta com o cálculo da evapotranspiração real, a qual depleciona o armazenamento nas zonas de raízes.	
$CHV$	Velocidade de propagação no canal principal.	O modelo não se mostra sensível a este parâmetro para bacias pequenas e médias.
$RV$	Velocidade de propagação nos canais secundários.	O modelo também não se mostra muito sensível a este parâmetro.

Tabela 2: Representatividade física dos parâmetros do modelo TOPMODEL

## 4 Área de Estudo

### 4.1 Climatologia de Precipitação do Paraná

As sub-bacias da região do Alto e Médio Iguaçu, situadas na porção sudeste do estado do Paraná, apresentam um regime pluviométrico que varia de 50 *mm* (agosto) a 200 *mm* (*figura 6*). Em geral, a precipitação ocorre devido à propagação de sistemas frontais pela região e no verão parte da chuva é gerada por tempestades isoladas, mas devido a suas pequenas abrangências espaciais geram pouco volume para as sub-bacias.

Valores extremos de precipitação, ou seja, valores diários acumulados acima de 50 *mm* (CALVETTI, 2006), podem ocorrer em casos de passagem de linhas de instabilidade pré-frontais. No Paraná, tempestades e grandes volumes de precipitação ocorrem devido a linhas de instabilidade e sistemas convectivos. Entretanto, na região do Alto e Médio Iguaçu apenas linhas de instabilidade pré-frontais colaboram significativamente (KNEIB, 2004).

A distribuição sazonal de precipitação sobre o Alto e Médio Iguaçu não é tão intensa como as regiões oeste e norte do Paraná, pois não há uma definição tão clara de invernos secos. Esta característica ocorre porque há uma mistura de regime meteorológico de latitudes médias e regime tropical, onde a precipitação ocorre em função do aquecimento diurno e convecção. Exceto no mês de agosto (ZAICOVSKI et al., 2002), a climatologia indica valores acima de 100 *mm* mensais (*figura 6*). Nos meses de janeiro e fevereiro a precipitação mensal fica próximo a 200 *mm*.

A primavera de 2005 foi considerada atípica do ponto de vista do regime de precipitação. Em quase todas as estações o registro de precipitação esteve acima do dobro da média mensal (*figura 7*). Apenas no dia 28 de outubro foram registrados valores acima de 100 *mm* em oito estações do SIMEPAR. Na estação de União da Vitória, a precipitação foi de 97 *mm*. Devido ao grande volume de precipitação o nível dos reservatórios e rios da região tiveram um aumento significativo. Em União da Vitória a vazão atingiu a vazão de 1500  $m^3/s$ , ou seja, 200  $m^3/s$  acima do nível crítico, provocando inundações nas margens do rio e nas Cidades de União da Vitória, PR e Porto União, SC.

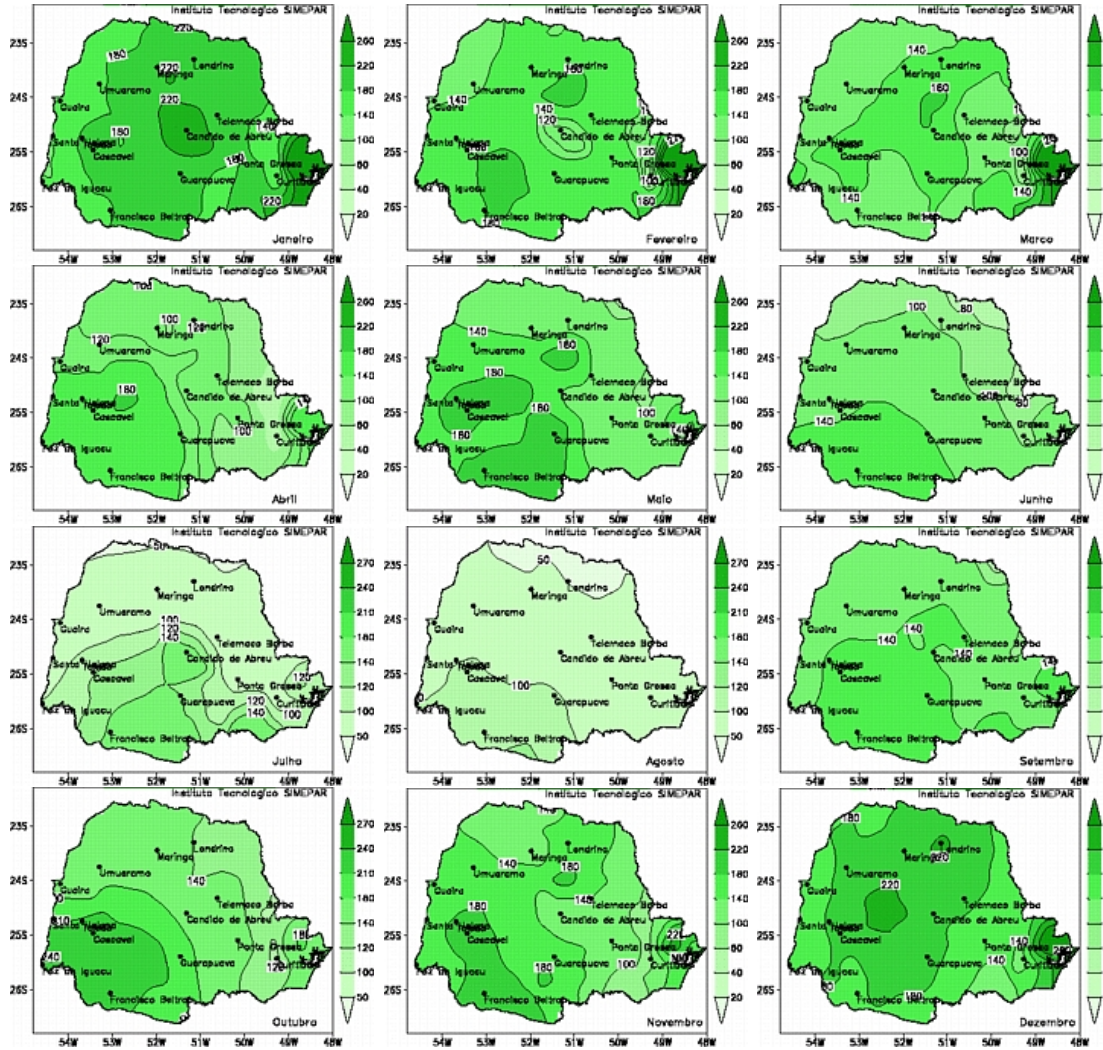


Figura 6: Médias mensais de precipitação para o estado do Paraná calculadas utilizando, além dos dados monitorados pelo SIMEPAR, as séries históricas do IAPAR, com aproximadamente 30 anos de dados (ZAICOVSKI et al., 2002).

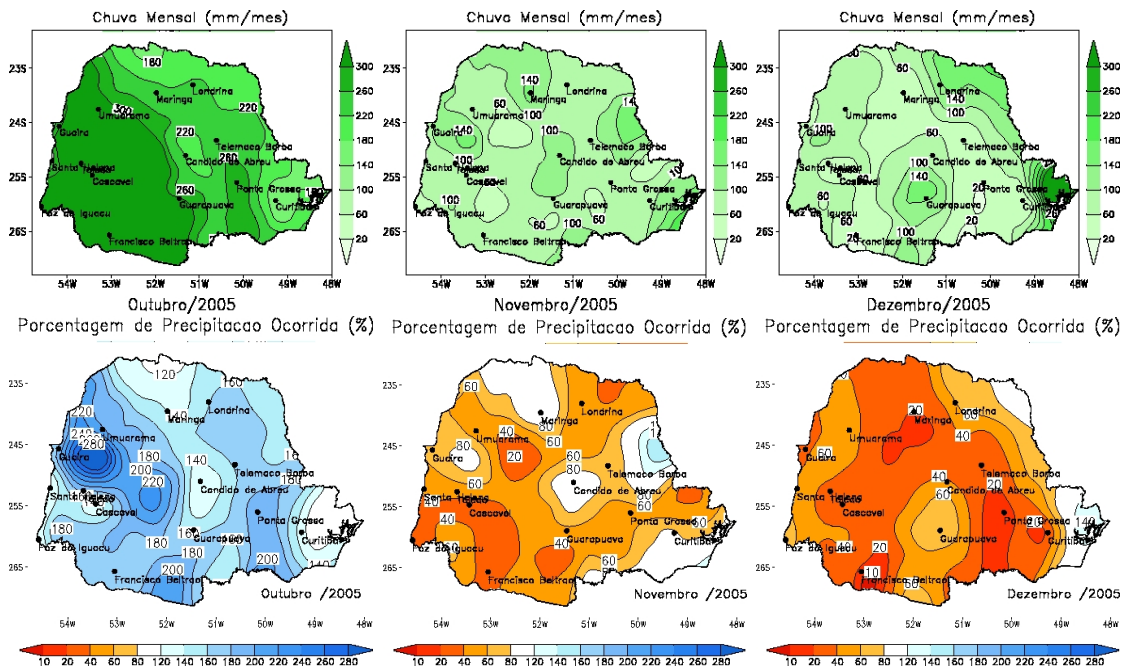


Figura 7: Chuvas médias e anomalias para o estado do Paraná nos meses de outubro, novembro e dezembro de 2005.

## 4.2 Modelo Atmosférico

A região de estudo foi definida de modo a permitir a simulação dos sistemas atmosféricos que atuam sobre o Paraná. A região sobre o Paraguai é fundamental devido a formação de sistemas convectivos que se desenvolvem nesta área e propagam ondas atmosféricas gerando linhas de instabilidade e perturbam o ambiente sobre o Paraná. Em geral, os maiores volumes de precipitação ocorrem devido à propagação de frentes frias, vindas do sul e sudeste da área de estudo (*figura 8*), acopladas com tempestades locais induzidas pelo deslocamento destas frentes.

Para a implementação do modelo atmosférico WRF, a região de estudo foi definida, ainda, de modo a evitar problemas relacionados aos "efeitos de borda", que estão relacionados aos fenômenos de grande escala. Esta distorção ocorre devido a interação entre esses fenômenos e a grade de alta resolução.

Assim, a grade do modelo WRF foi definida abrangendo, além do estado do Paraná, grande parte do Paraguai e dos estados de Santa Catarina e São Paulo. Os limites da grade (de espaçamento 15 km) são as latitudes -21 e -28 graus e longitudes -45 e -58 graus (*figura 8*), abrangendo a bacia de União da Vitória com um excedente ao sul de 1 grau de latitude.

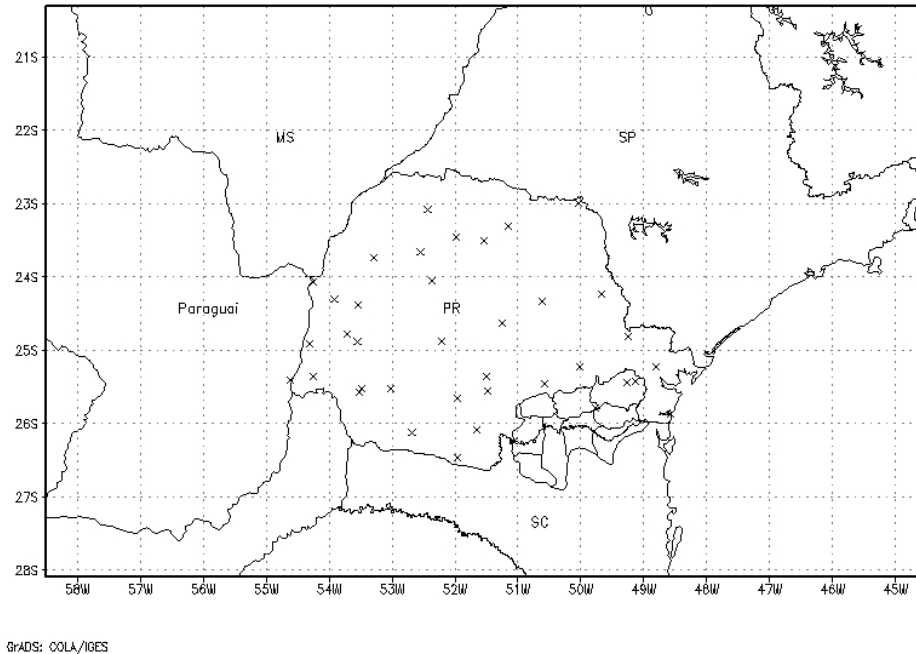


Figura 8: Região abrangida pela grade do modelo atmosférico WRF, localização das estações meteorológicas da rede do SIMEPAR e localização das sub-bacias do Alto Iguaçu.

## 4.3 Modelo Hidrológico

A região de estudo selecionada para a implementação do modelo hidrológico foi a bacia de União da Vitória. Essa área foi escolhida devido aos problemas de enchentes já mencionados. Além disso, toda a região do Alto Iguaçu apresenta uma boa disponibilidade de dados e é bastante conhecida hidrológicamente, facilitando a comparação entre as estimativas de precipitações (ARAÚJO; GUETTER, 2005).

### 4.3.1 Localização

O Iguaçu nasce na Serra do Mar, nas vizinhanças de Curitiba, e se desenvolve no sentido leste-oeste (*figura 9*). As nascentes do Rio Iguaçu estão em elevação superior a 900 m e permanecem em elevações superiores a 600 m até o seu trecho médio, onde foi construída a Barragem de Foz do Areia. A última das quedas deste rio denomina-se Cataratas do Iguaçu, com 82 m de altura e distando 23 km da confluência com o Paraná. Até a sua foz, drena uma área da ordem de 69000 km<sup>2</sup>, e a sua contribuição média é de 1400 m<sup>3</sup>/s (GONÇALVES et al., 2003).

De acordo com o critério de divisão por bacias hidrográficas constante do Inventário das estações fluviométricas do DNAEE (FERNANDES, 1996), a sub-bacia do Iguaçu per-

tence à bacia do Rio Paraná e está totalmente compreendida entre os 24° 50' e 27° 00' de Latitude Sul (S) e 49° 00' e 54° 30' de Longitude Oeste (W).

A área de interesse é a sub-bacia do Alto Iguaçu (*Figura 10*) e se estende no trecho entre Porto Amazonas e União da Vitória.

As divisões da *figura 10* se referem às nove sub-bacias que caracterizam a região de estudo (a sub-bacia de União da Vitória e sub-bacias a jusante), listadas na *tabela 3* junto com suas áreas de drenagem.

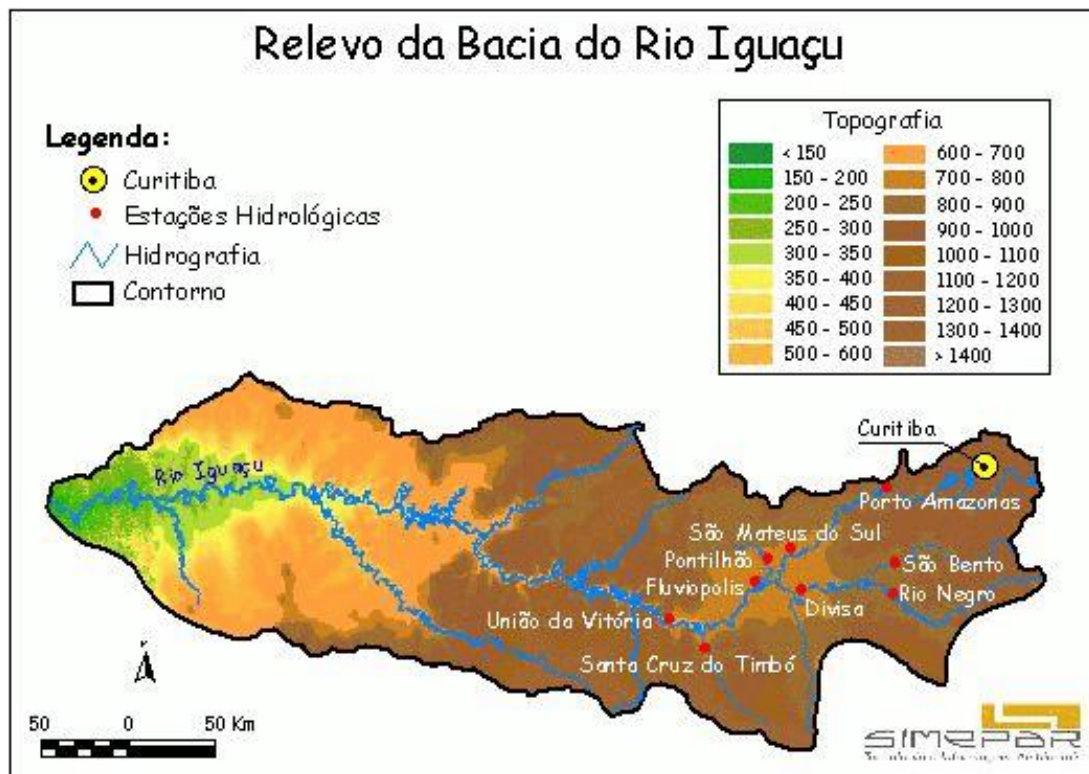


Figura 9: Topografia da bacia do Rio Iguaçu.

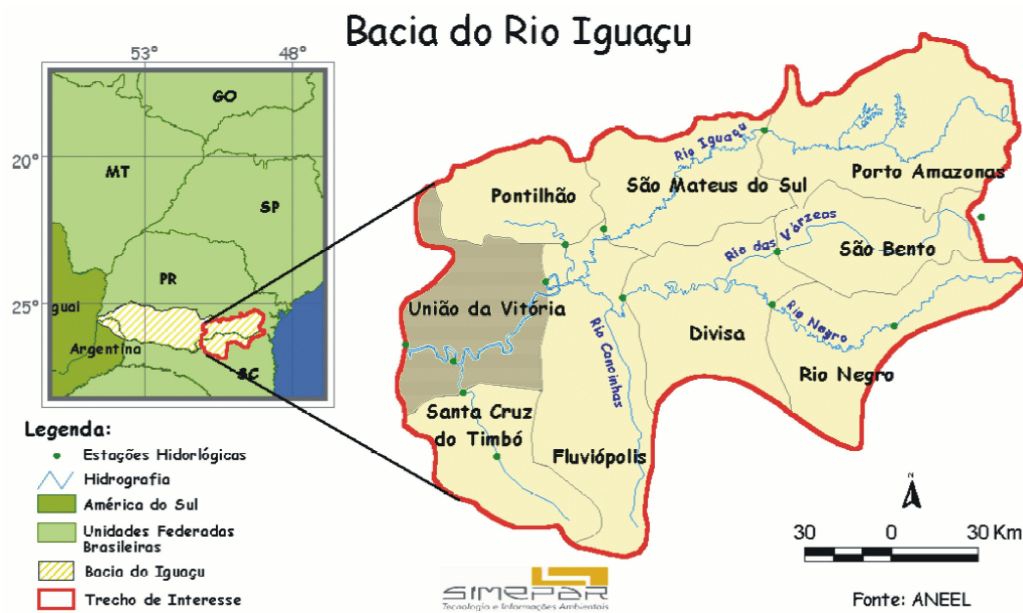


Figura 10: Localização da área de estudo na bacia do Rio Iguaçu. A área destacada com listras pretas na figura representa a sub-bacia de União da Vitória, para onde o modelo hidrológico TOPMODEL foi implementado.

Código	Nome	Área (km <sup>2</sup> )	Classificação
B1	Rio Negro	3379	Cabeceira
B2	Porto Amazonas	3662	Cabeceira
B3	São Bento	2012	Cabeceira
B4	Pontilhão	2190	Cabeceira
B5	Santa Cruz do Timbó	2698	Cabeceira
B6	São Mateus do Sul	2403	Interna
B7	Divisa	2579	Interna
B8	Fluiópolis	2075	Interna
B9	União da Vitória	2995	Interna

Tabela 3: Identificação das sub-bacias a montante da área de estudo (sub-bacia de União da Vitória) e suas respectivas áreas e classificação (Fonte: SIMEPAR).

## 5 Metodologia

O sistema de modelos acoplados unidirecionalmente WRF-TOPMODEL foi implementado em uma máquina com sistema operacional linux, sendo composto por códigos em linguagem c, fortran e bash script. As etapas de pós-processamento incluíram ainda scripts dos aplicativos grads (*Grid Analysis and Display System*) e gnuplot, usados para interpolar e extrair os dados de previsão de precipitação e plotar os resultados.

As etapas do sistema de modelos seguem a seqüência mostrada na *figura 11*, composta por 3 blocos (previsão de precipitação, dados hidrológicos e previsão de vazão).

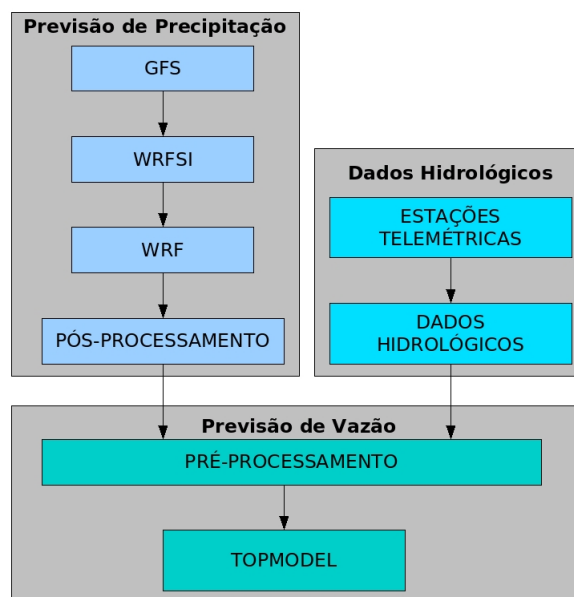


Figura 11: Etapas do sistema de modelos acoplados unidirecionalmente.

Primeiramente, o bloco de previsão de precipitação trata da transferência dos arquivos do modelo atmosférico global GFS e da estimativa de chuva pelo modelo atmosférico WRF, dentro da sub-bacia de União da Vitória.

Paralelamente, dados hidrológicos de monitoramento (chuva, nível limnimétrico e evapotranspiração) são tratados e consistidos. Os dados de precipitação e vazão observadas são utilizados apenas para comparação e validação das previsões.

O terceiro bloco trata da simulação hidrológica através do modelo semi-distribuído TOPMODEL. Estas simulações são geradas utilizando os resultados das previsões de precipitação geradas pelo modelo atmosférico WRF.

Após a descrição dos blocos do sistema de modelos acoplados, são descritos os procedimentos de análise dos resultados obtidos com as simulações.

## 5.1 Previsão de Precipitação

A previsão quantitativa de precipitação, gerada diariamente pelo modelo atmosférico WRF, envolve as etapas de obtenção dos dados do modelo global GFS, interpolação dos dados para a grade do WRF (através do pacote de pré-processamento WRFSI), a simulação propriamente dita e o pós-processamento dos resultados.

### 5.1.1 GFS

Os dados gerados pelo modelo atmosférico global GFS (Global Forecast System) são fornecidos na internet pelo NCEP (National Centers for Environmental Prediction) em quatro simulações diárias (0h, 6h, 12h e 18h UTC), com resoluções espaciais de 0,5, 1 e 2,5 graus de latitude e longitude e resolução temporal de 3 horas, com horizonte de até 384 horas. As simulações com o modelo WRF foram realizadas utilizando os dados das 00 UTC, com resolução espacial de 1 grau.

Os arquivos levam em torno de uma hora e meia para ficarem disponíveis no servidor e o tempo de transferência varia, levando em torno de uma hora para os arquivos com 1 grau de resolução e 2 horas para os arquivos com 0,5 grau de resolução.

### 5.1.2 WRFSI

O pacote WRFSI (*WRF Standard Initialization*) é formado por um conjunto de programas que transformam dados terrestres (topografia, uso do solo, cobertura vegetal, etc.) e dados meteorológicos (gerados pelos modelos globais) em arquivos de condições de contorno e condições iniciais.

O primeiro passo executado nesta etapa é a definição da grade (tipo de projeção, localização, número de pontos e espaçamentos) para que sejam interpolados os campos estáticos que descreverão o domínio. As principais características da grade utilizada neste trabalho (*figura 12*) estão listadas na *tabela 4*.

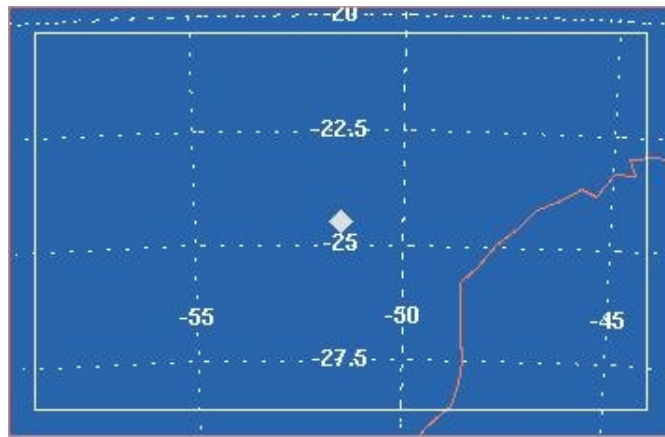


Figura 12: Grade utilizada nas simulações com o WRF.

<b>Projeção</b>	Lambert Conformal
<b>Latitude do Ponto Central</b>	-24,5
<b>Longitude do Ponto Central</b>	-51,5
<b>Pontos em X</b>	100
<b>Pontos em Y</b>	62
<b>Espaçamento dos pontos</b>	15 km
<b>Níveis na Vertical</b>	31

Tabela 4: Características da grade utilizada nas simulações com o modelo WRF.

Em seguida, os dados meteorológicos fornecidos pelo modelo global (geralmente em formato *GRIdded Binary* - GRIB) são interpolados horizontalmente, no sistema de coordenadas da grade, e verticalmente, no sistema de coordenadas  $\eta$ . Como resultado, são gerados arquivos binários, no formato NETCDF (network Common Data Form), com as condições iniciais e condições de contorno que serão usadas pelo modelo WRF.

### 5.1.3 WRF

O modelo atmosférico de mesoescala WRF foi implementado no Instituto Tecnológico SIMEPAR durante o ano de 2005, tendo sido feito vários testes de compilações, grades e configurações.

Durante os testes, verificou-se que ao variar o compilador, o modelo apresenta resultados diferentes. Foram testados os compiladores fortran da intel e PGI (*Portland Group's implementation*) para o sistema operacional linux e o compilador fortran do sistema operacional Irix de uma máquina SGI modelo *origin 2000*. Para aumentar a confiabilidade dos resultados, foi adotado o compilador fortran PGI, por ser o compilador utilizado pelos

desenvolvedores do modelo WRF.

Os testes de grades aninhadas demonstraram ser necessária uma grande capacidade computacional para realizar simulações com altas resoluções espaciais. Essas simulações podem ser feitas para estudos de caso isolados, mas tornam-se inviáveis como previsão devido ao longo tempo de processamento. Com a configuração adotada (espaçamento da grade de 15 km), o modelo leva em torno de 1 hora para terminar a simulação (em um cluster composto por 8 nós biprocessados, processadores Pentium III 1000 MHz). Nos testes realizados com 3 grades aninhadas, o tempo de processamento foi em torno de 12 horas.

Após o período de testes, foi adotada a configuração listada na *tabela 5*. O modelo WRF vem sendo rodado com esta configuração diariamente, desde outubro de 2005. São realizadas simulações diárias, à partir das 00 UTC, com horizonte de 48 horas. Os resultados das simulações são armazenados pelo modelo em um arquivo binário no formato NETCDF.

<b>Tempo de simulação</b>	48 horas
<b>Resolução temporal dos resultados</b>	1 hora
<b>Esquema de microfísica</b>	Pardue Lin (CHEN; SUN, 2002)
<b>Parametrização cumulus</b>	Grell-Devenyi (GRELL; DEVENYI, 2002)
<b>Ondas longas</b>	RRTM (MLAWER et al., 1997)
<b>Ondas curtas</b>	Goddard (TAO et al., 1989)
<b>Camada limite na superfície</b>	Monin-Obukhov (JANJIC, 2000)
<b>Camada limite</b>	YSU (HONG; PAN, 1996)
<b>Superfície da terra</b>	<i>Noah land-surface model</i> (CHEN; DUDHIA, 2001)
<b>Fluxos de calor e umidade com a superfície</b>	ligado
<b>Cobertura com neve</b>	desligado
<b>Efeito da nuvem na radiação</b>	ligado

Tabela 5: Principais configurações do modelo WRF adotadas nas simulações.

#### 5.1.4 Pós-Processamento

Após a simulação, os arquivos de saída do modelo WRF são convertidos do formato NETCDF para o formato binário do grads, onde são geradas as figuras e tabelas com os dados de interesse.

Os dados de previsão quantitativa de precipitação, com resolução espacial de  $15\text{ km}$  (*figura 13*), são interpolados pelo grads para uma resolução espacial de  $7,5\text{ km}$  de espaçamento.

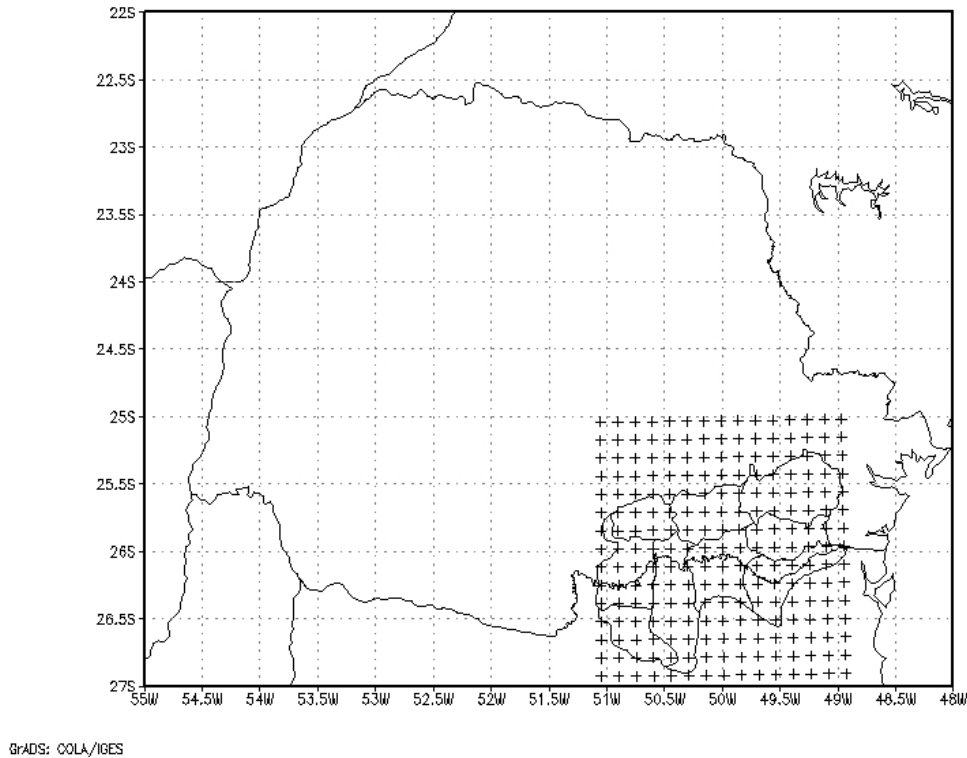


Figura 13: Pontos da grade do modelo WRF, com espaçamento de  $15\text{ km}$ , que cobrem as sub-bacias do Alto Iguçu.

Em seguida, são recortados os pontos que caem dentro da área de interesse, ou seja, dentro da sub-bacia de União da Vitória (*figura 14*). Para cada ponto, são extraídos dados horários de previsão de precipitação, que são utilizados no cálculo da chuva média na bacia em etapas posteriores.

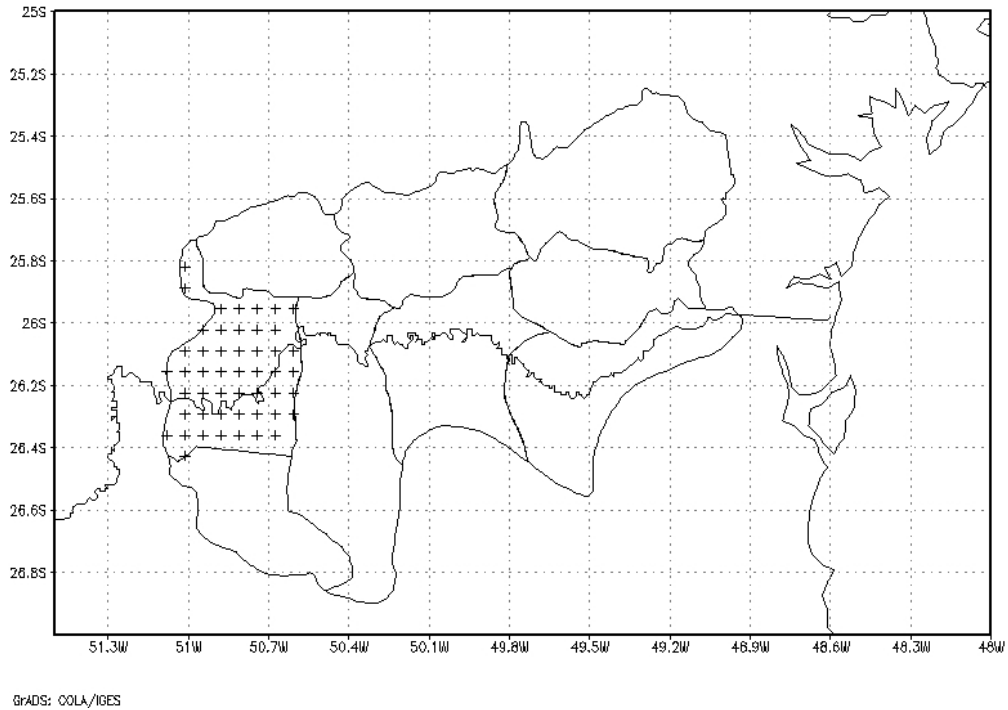


Figura 14: Pontos da grade do modelo WRF, interpolados pelo grads com espaçamento de 7,5 km, que cobrem a sub-bacia de União da Vitória.

## 5.2 Dados Hidrológicos

### 5.2.1 Estações Telemétricas

O SIMEPAR dispõe, no estado do Paraná, de uma rede telemétrica com estações hidrológicas e meteorológicas. A localização das estações e os limites da bacia do Rio Iguaçu estão apresentados na *figura 15*.

As medições de nível de água são efetuadas através de um transdutor de pressão e, as medições de precipitação, por meio de pluviômetros do tipo basculante com resolução de 0,2 mm.

Cada unidade remota está equipada com uma antena direcional Yagi direcionada para o satélite GOES-8 (*Geostationary Operational Environmental Satellite*). As unidades remotas automaticamente registram dados a cada 15 minutos. Os dados são transmitidos, através de canal dedicado do satélite GOES, com frequência de 3 horas para as estações meteorológicas e 4 horas para as estações hidrológicas.

Os dados das estações são recebidos, processados pela estação central e disponibilizados no banco de dados do SIMEPAR. O período de dados disponível é de 1996 até o presente.

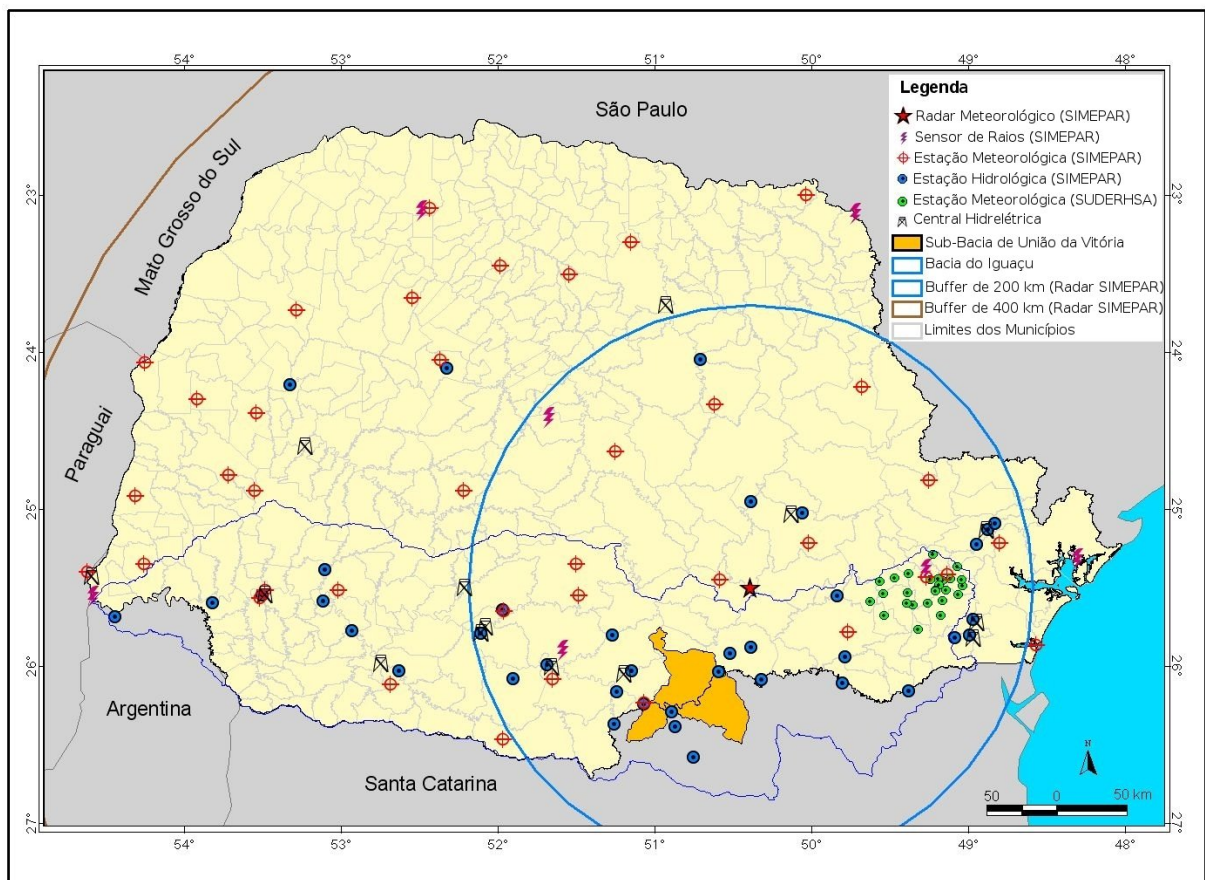


Figura 15: Rede de Monitoramento do SIMEPAR e limites da bacia do Rio Iguazu.

## 5.2.2 Estimativa da Vazão

A estimativa da vazão na exutória da bacia compreende a consistência dos dados monitorados, o preenchimento das séries e o cálculo da vazão. Estes procedimentos foram desenvolvidos no Instituto Tecnológico SIMEPAR durante a implementação do modelo de previsão de vazão Sacramento Modificado (BAE; GEORGAKAKOS, 1994), em escala horária, para a região do Alto Iguaçu (GONÇALVES et al., 2003).

O modelo Sacramento, desenvolvido pelo *National Weather Service* (NWS), é um dos modelos hidrológicos há mais tempo em operação nos Estados Unidos, sendo utilizado como previsor de vazões para uma série de bacias. É um modelo concentrado relativamente simples que consegue representar com eficiência o processo hidrológico.

A consistência dos dados monitorados visa eliminar erros grosseiros e identificar dados suspeitos na série de nível monitorada. As principais fontes de erros no caso de estações telemétricas são decorrentes de problemas nos sensores de medição.

A segunda etapa consiste do preenchimento das falhas encontradas na série de nível, de forma a obter uma série contínua de dados no tempo e que possa ser utilizada na modelagem hidrológica. O preenchimento das falhas foi realizado através de interpolação do tipo Spline (KINCAID; CHENEY, 1991).

Na última etapa realiza-se o cálculo da vazão utilizando como dados a série de nível consistida e contínua e a curva de descarga da estação.

## 5.2.3 Estimativa da Chuva (Estações Telemétricas)

O processamento dos dados de precipitação monitorados pelas estações telemétricas constitui-se de cinco módulos: detecção inicial de erros da série em intervalos de quinze minutos, identificação de estações de apoio com dados disponíveis para preenchimento, preenchimento dos dados falhos, estimativa da chuva média na sub-bacia e agregação dos dados de chuva em escala horária. Estes módulos também foram implementados em conjunto com o modelo de previsão de vazão Sacramento Modificado.

O primeiro passo na estimativa da chuva média na sub-bacia de União da Vitória consistiu na identificação de falhas, eliminação de dados suspeitos e preenchimento das falhas. Os dados são considerados suspeitos ao extrapolarem os limites climatológicos definidos para cada estação (GONÇALVES et al., 2003).

Após a etapa de controle de qualidade e estimativa da chuva horária acumulada, a seqüência de execução consiste da estimativa da chuva média através da média aritmética

ponderada pelo inverso do quadrado da distância.

Na aplicação desse método, a área da sub-bacia foi dividida em uma grade regular com espaçamento de 10 *km*. A partir da definição da malha, foram determinadas as estações que se encontram dentro dos limites da sub-bacia de União da Vitória (*figura 16*). Estas estações estão listadas na *tabela 6*.

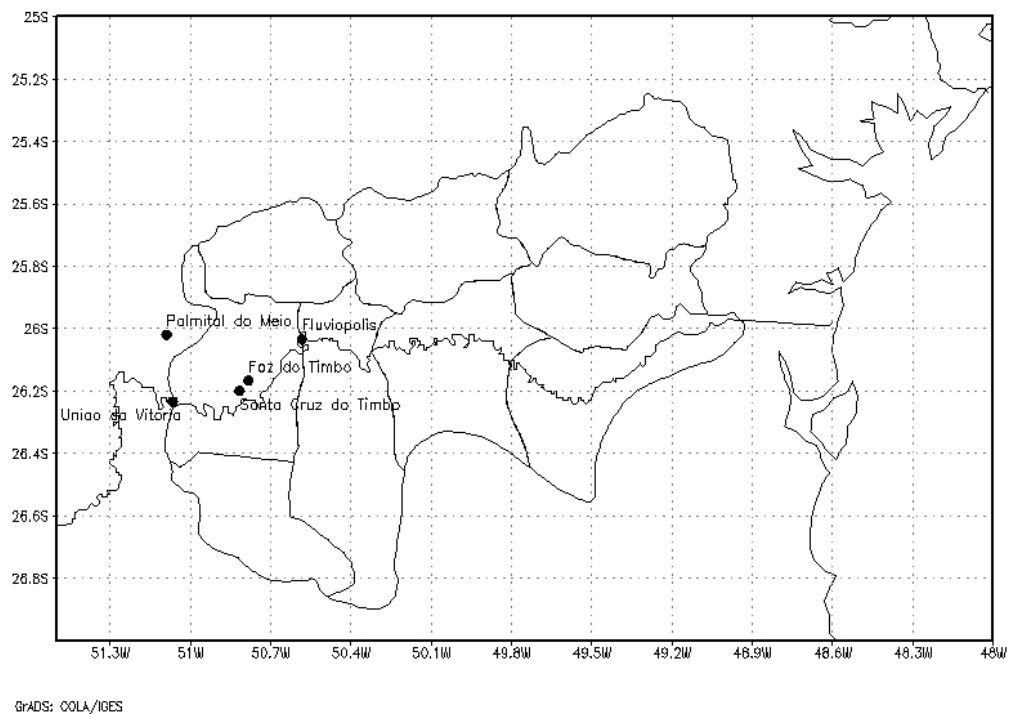


Figura 16: Localização das estações telemétricas do SIMEPAR usadas no cálculo da chuva média na sub-bacia de União da Vitória.

Estação	Município	latitude	longitude
Fluviópolis	São Mateus do Sul	-26,0333	-50,5833
Palmital do Meio	Cruz Machado	-26,0333	-51,1500
Foz do Timbó	Irineópolis	-26,1666	-50,7833
Santa Cruz do Timbó	Irineópolis	-26,2000	-50,8166
União da Vitória	União da Vitória	-26,2333	-51,0666

Tabela 6: Estações telemétricas usadas no cálculo da chuva média na sub-bacia de União da Vitória.

Em seguida, a distância entre cada uma das estações aos pontos da grade foi calculada. A chuva no *j*-ésimo ponto da malha é calculada utilizando as seguintes equações (MAIDMENT, 1993):

$$\bar{P}_j = a \sum_{i=1}^n d_{ij}^{-2} P_i, \quad (5.1)$$

$$a = \left( \sum_{i=1}^n d_{ij}^{-2} \right)^{-1}, \quad (5.2)$$

onde  $\bar{P}_j$  é a chuva média no ponto  $j$  da malha,  $P_i$  é a chuva na estação  $i$  e  $d_{ij}$  é a distância da estação  $i$  ao ponto  $j$  da malha.

Após calculada a chuva média na bacia pelo método inverso do quadrado da distância para cada ponto da malha, a chuva média resultante é estimada por meio de uma média ponderada por pesos relativos às suas áreas. Assim, a ponderação é feita em função da área da célula ocupada pela bacia. A média ponderada é calculada de acordo com a seguinte equação:

$$CMB = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m P_{i,j} W_{i,j}}{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m W_{i,j}}, \quad (5.3)$$

onde  $CMB$  é a chuva média na sub-bacia,  $P_{i,j}$  é a chuva na linha  $i$  e coluna  $j$  da malha e  $W_{i,j}$  os pesos na linha  $i$ , coluna  $j$  da malha.

### 5.2.4 Estimativa da Evapotranspiração

Os dados de evapotranspiração potencial diários para a sub-bacia foram extraídos da análise climatológica de uma série histórica plurianual de evaporação potencial estimada com o método de Penman (GEORGAKAKOS; ARTAN, 1997).

Nas áreas que possuem dados de temperatura, umidade, vento, insolação e radiação, vários autores sugerem o emprego do método de Penman, devido ao fato de apresentar resultados mais precisos para a avaliação dos efeitos do clima sobre a evapotranspiração (LIMA et al., 2001).

A série climatológica em escala diária foi convertida em escala horária levando-se em consideração a distribuição horária da radiação solar monitorada pelas estações telemétricas do SIMEPAR (GONÇALVES et al., 2003).

## 5.3 Previsão de Vazão

Para realizar as previsões de vazão, o modelo hidrológico TOPMODEL necessita como dados de entrada, além da topografia (utilizada com resolução espacial de 1 *km* neste

trabalho), dados de evapotranspiração, precipitação e vazão observada (usada apenas para cálculo de parâmetros estatísticos para avaliar a simulação). Os procedimentos necessários nessas etapas serão detalhados a seguir.

### 5.3.1 Pré-Processamento

Nesta etapa, são montados os arquivos com as colunas referentes aos dados de evapotranspiração, vazão observada e chuva média horária calculada a partir de dados da previsão quantitativa de precipitação. O cálculo dessa chuva média é feito pelo método aritmético simples, de acordo com a seguinte equação:

$$\bar{P}_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P_{i,j}, \quad (5.4)$$

onde  $\bar{P}_j$  é a chuva horária espacial média,  $P_{i,j}$  é a chuva na hora  $j$  no ponto de grade  $i$  e  $N$  o número de postos pertencentes à bacia.

### 5.3.2 TOPMODEL

As simulações com o modelo hidrológico TOPMODEL são realizadas praticamente de forma instantânea, ao contrário dos modelos atmosféricos que necessitam de algumas horas de processamento para realizar as integrações numéricas. Devido a esse curto tempo de processamento, pode-se utilizar métodos iterativos, como tentativa e erro, na calibração do modelo. Os parâmetros estatísticos calculados pelo próprio modelo podem ser usados como critério de avaliação da qualidade da calibração.

Para avaliar a qualidade da calibração foi utilizado o coeficiente de Nash (NASH; SUTCLIFFE, 1970), descrito pela seguinte equação:

$$Nash = 1 - \left[ \frac{\sum (sim - obs)^2}{\sum (obs - \overline{obs})^2} \right], \quad (5.5)$$

onde  $sim$  são os dados simulados,  $obs$  os dados observados e  $\overline{obs}$  a média dos dados observados. O coeficiente de Nash pode variar a partir de negativo infinito a 1, sendo o valor 1 indicativo de um perfeito ajuste.

## 5.4 Análise dos Resultados

Foram geradas simulações com o modelo WRF, com horizonte de simulação de 48 horas e resultados com intervalos de 1 hora, para o período de 24 de setembro de 2005 a 30 de setembro de 2006, totalizando 372 dias de simulação.

As previsões foram separadas em duas partes, de 0 a 24 horas (equivalendo ao primeiro dia de previsão, denotado por *WRF 24h*) e de 24 a 48 horas (equivalendo ao segundo dia, denotado por *WRF 48h*), para serem analisadas separadamente. Os dados, ainda, foram acumulados em precipitação diária e a partir dessa nova série foram feitas as análises das previsões.

### 5.4.1 Correlação entre as Previsões e Precipitação Observada

Para comparar os resultados das previsões com a precipitação observada pelas estações telemétricas, foi utilizado o coeficiente de Pearson (ou coeficiente de correlação produto-momento), que é uma medida da associação de duas variáveis (NETO, 1977). Este coeficiente é calculado através da seguinte equação:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (5.6)$$

onde  $x$  é a precipitação horária observada,  $y$  a precipitação horária prevista pelo WRF e  $\bar{x}$  e  $\bar{y}$  suas médias.

### 5.4.2 Critérios de Análise

Os critérios de análise para as séries de precipitação diárias foram:

- ocorrência ou não de chuvas: para filtrar os ruídos que ocorrem em pluviômetros (como, por exemplo, precipitação derivada de orvalho e garoa) foram considerados dias com chuva os dias que registraram precipitações acima de 1 *mm*;
- ocorrência de chuvas fortes: dias que registraram precipitações acima de 30 *mm*;
- casos extremos: dias com precipitação acima de 50 *mm*.

Para os três critérios de análise, foram feitas simulações de vazão com o modelo hidrológico TOPMODEL, para 24 e 48 horas. Entretanto, para estas simulações foram utilizadas as séries horárias, uma vez que o modelo TOPMODEL foi calibrado nessa

resolução temporal. Assim, as simulações até 24 horas usaram as previsões de precipitação geradas pelo modelo WRF entre as 0 e 24 horas e, para 48 horas, entre 0 e 48 horas.

As simulações com o modelo TOPMODEL foram feitas para verificar a existência ou não das chuvas previstas. Esta verificação foi feita através da comparação entre as vazões simuladas (com chuva observada e a partir das precipitações geradas pelo modelo WRF) e a vazão observada. Essa comparação foi feita, novamente, através do coeficiente de Pearson (*equação 5.6*).

O coeficiente de Pearson foi calculado para:

- vazão simulada com resultados de previsão de precipitação em relação a vazão simulada com precipitação observada ( $r_{simul24h}$  e  $r_{simul48h}$ );
- vazão simulada com precipitação observada em relação a vazão observada ( $r_{calib}$ );
- vazão simulada com resultados de previsão de precipitação (24 e 48 horas) em relação a vazão observada ( $r_{wrf24h}$  e  $r_{wrf48h}$ ).

Valores de  $r_{simul24h}$  e  $r_{simul48h}$  altos (em torno de 0,8 a 1,0) significam que a vazão simulada com chuva observada e a vazão simulada com chuva prevista pelo modelo WRF são muito semelhantes, ou seja, o impacto da chuva observada e da chuva prevista sobre a bacia foram bastante parecidos. Assim, as precipitações previstas podem ter realmente ocorrido, independentemente de terem sido registradas pelos pluviômetros.

Casos de valores de  $r_{calib}$  muito inferiores a 0,8 são de difícil análise, podendo estar relacionados a problemas de calibração ou monitoramento. Entretanto, variações na vazão observada podem confirmar a existência da precipitação prevista.

Valores altos para  $r_{wrf24h}$  e  $r_{wrf48h}$  confirmam a existência da precipitação prevista, indicando que a vazão simulada com chuva prevista pelo WRF apresentou um comportamento semelhante à vazão observada. Valores baixos indicam erro na previsão do modelo. Esses parâmetros ( $r_{wrf24h}$  e  $r_{wrf48h}$ ) são calculados apenas para confirmar os resultados obtidos com  $r_{simul24h}$ ,  $r_{simul48h}$  e  $r_{calib}$ , uma vez que espera-se que a vazão simulada com resultados de previsão seja mais semelhante com a vazão simulada com previsão real do que com a vazão observada.

## 6 Resultados

### 6.1 Calibração do TOPMODEL

O modelo TOPMODEL foi calibrado, para a sub-bacia de União da Vitória, usando um período de dados de aproximadamente três anos e meio, de agosto de 2001 a dezembro de 2004 (*figura 17*).

A melhor calibração obtida apresentou um valor de 0,91 para o coeficiente de Nash. Os valores dos parâmetros do TOPMODEL para esta calibração estão listados na *tabela 7*.

<b>Parâmetro</b>	<b>Valor</b>
$M$	0,03
$T_0$	59,00
$T_d$	31,00
$S_{rmax}$	2000
$CHV$	0,00
$RV$	0,0005

Tabela 7: Parâmetros do modelo TOPMODEL para a sub-bacia de União da Vitória.

A validação desse conjunto de parâmetros foi feita para o período de janeiro de 2005 à abril de 2006 (*figura 18*). O valor do coeficiente de Nash na validação foi 0,97.

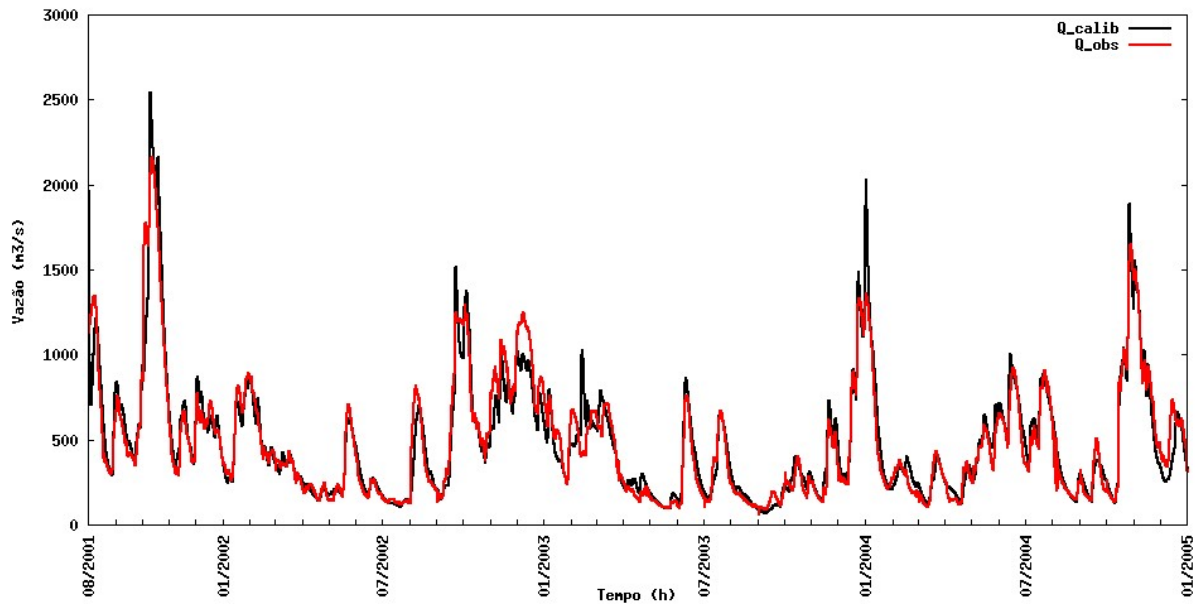


Figura 17: Vazões observada e simulada pelo TOPMODEL - período de calibração.

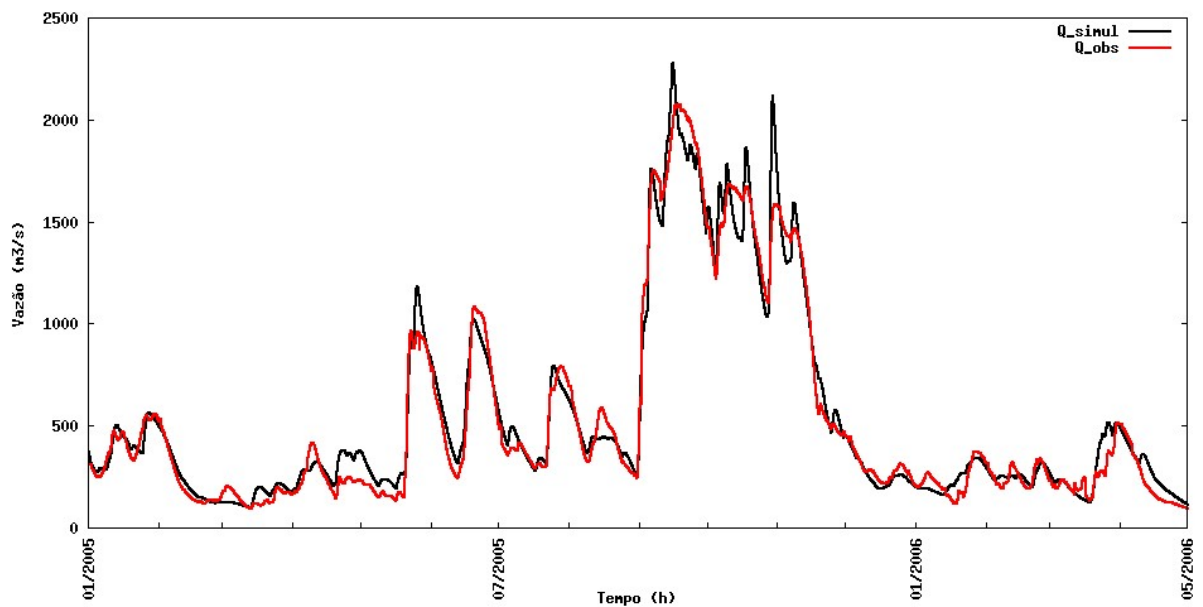


Figura 18: Vazões observada e simulada pelo TOPMODEL - período de validação.

## 6.2 Séries Horárias

Nas séries horárias, o maior valor de precipitação observada foi  $15,4 \text{ mm}$  e os maiores valores previstos foram  $39,0 \text{ mm}$  para 24 horas e  $30,8 \text{ mm}$  para 48 horas. As séries horárias, estão representadas a seguir na forma de histogramas (*figura 19*) e diagramas de dispersão em relação aos dados de pluviômetro (*figura 20*).

Pela *figura 19* pode-se notar um comportamento sistemático das previsões do modelo WRF. Tanto para 24 como para 48 horas, o modelo apresentou uma frequência maior de ocorrência de precipitação em praticamente todas as classes.

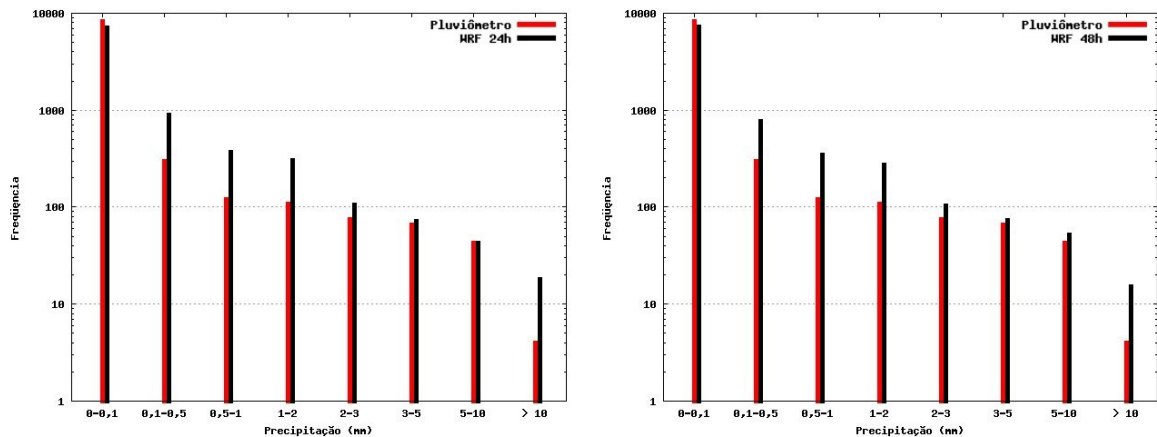


Figura 19: Histogramas para as séries de dados horários da bacia de União da Vitória. Pluviômetro é a chuva média horária na bacia calculada usando os dados de pluviômetros das estações telemétricas do SIMEPAR. WRF 24h e WRF 48h são as chuvas médias horárias previstas pelo modelo WRF para 24 e 48 horas.

Pelos diagramas de dispersão (*figura 20*) fica evidente a fraca correlação entre as chuvas médias horárias calculadas a partir de dados de pluviômetros e calculadas a partir das previsões geradas pelo modelo WRF. Pode-se notar, ainda, que o modelo apresentou o mesmo comportamento para as previsões de 24 e 48 horas.

Essa fraca correlação pode ser confirmada pelo coeficiente de Pearson, que apresentou os valores de 0,20 para 24 horas e 0,28 para 48 horas.

Essa fraca correlação se deve, principalmente, à diferença de fase temporal e espacial. O modelo WRF consegue identificar os eventos meteorológicos, mas não conseguem fazer uma simulação com precisão horária. Além disso, a distribuição espacial pode ser prejudicada pela resolução da grade, deslocando a precipitação para dentro ou fora da área de estudo.

Devido a estes fatores, optou-se por acumular as séries em dados diários para validar as previsões de precipitação.

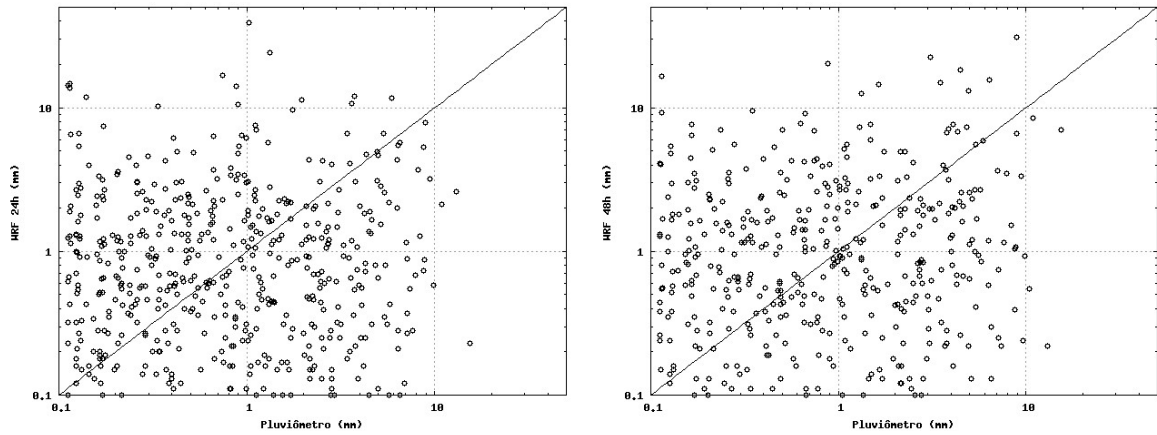


Figura 20: Diagramas de dispersão para as séries de dados horários da bacia de União da Vitória. Pluviômetro é a chuva média horária na bacia calculada usando os dados de pluviômetros das estações telemétricas do SIMEPAR. WRF 24h e WRF 48h são as chuvas médias horárias previstas pelo modelo WRF para 24 e 48 horas.

### 6.3 Séries Diárias

Acumulando-se as séries horárias em dados de precipitação diária, houve um aumento significativo da correlação entre os dados observados e dos dados previstos pelo modelo WRF (*figura 21*). Esse aumento da correlação foi confirmado pelos valores encontrados para o coeficiente de Pearson, 0,57 para 24 horas e 0,61 para 48 horas e pode ser evidenciado através dos diagramas de dispersão (*figura 21*).

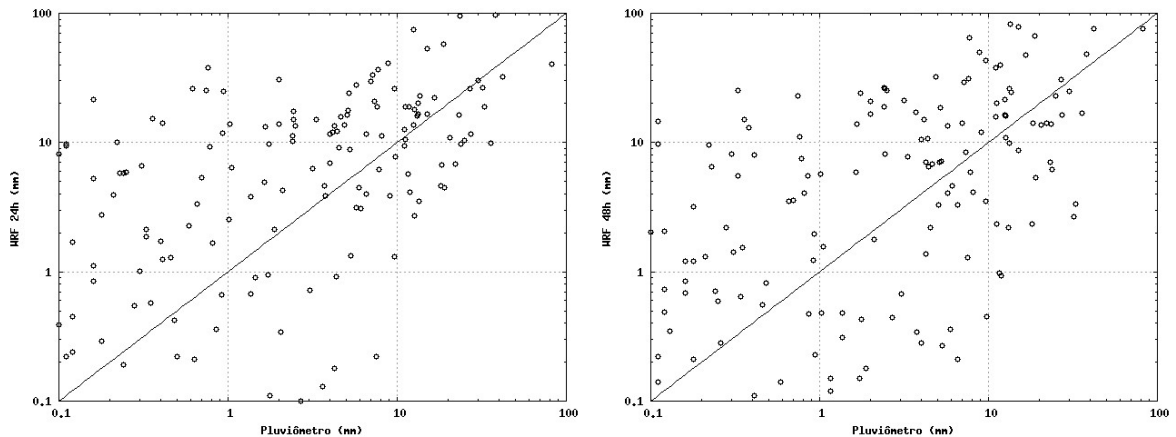


Figura 21: Diagramas de dispersão para as séries de dados diários da bacia de União da Vitória. Pluviômetro é a chuva média diária na bacia calculada usando os dados de pluviômetros das estações telemétricas do SIMEPAR. WRF 24h e WRF 48h são as chuvas médias diárias previstas pelo modelo WRF para 24 e 48 horas.

Através dos diagramas, pode-se notar uma concentração de casos com valores próximos ao ponto equivalente a 10 mm de precipitação. Esse comportamento pode ser observado tanto no diagrama para 24 horas como para 48 horas, embora fique mais evidente para

as primeiras 24 horas.

Os histogramas representados na *figura 22* confirmam a tendência sistemática do modelo WRF em prever mais chuvas do que são observadas pelas estações telemétricas. Novamente, tanto para 24 quanto para 48 horas, praticamente todas as classes apresentaram maior frequência de precipitação prevista.

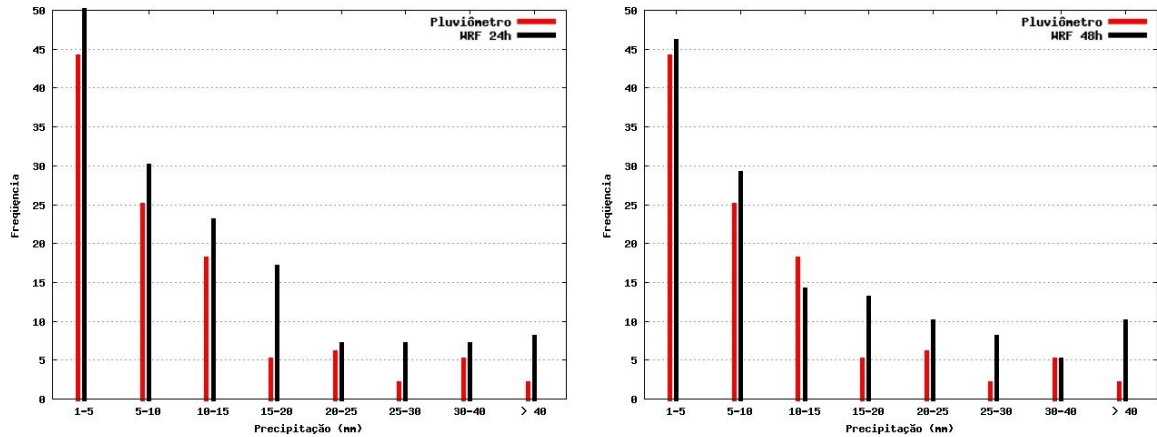


Figura 22: Histogramas para as séries de dados diários da bacia de União da Vitória. Pluviômetro é a chuva média diária na bacia calculada usando os dados de pluviômetros das estações telemétricas do SIMEPAR. WRF 24h e WRF 48h são as chuvas médias diárias previstas pelo modelo WRF para 24 e 48 horas.

As séries diárias estão apresentadas nas *figuras 23 e 24*. Pode-se observar que as previsões de precipitação, tanto para 24 horas (*figura 23*) como para 48 horas (*figura 24*), apresentam picos mais elevados que a chuva média estimada a partir de dados de pluviômetros.

Esse é um efeito esperado, devido a diferença entre a densidade dos dados usados no cálculo da chuvas médias previstas (*figura 13*) e observada (*figura 16*). Na estimativa da chuva média na bacia a partir das previsões do modelo WRF, são utilizados aproximadamente 20 pontos de grade e, na estimativa a partir de dados observados, são usadas apenas 5 estações de monitoramento.

Pode-de notar, ainda, que os dados previstos e observados se encontram em fase por praticamente todo o período. Isso demonstra uma boa previsibilidade dos eventos de precipitação.

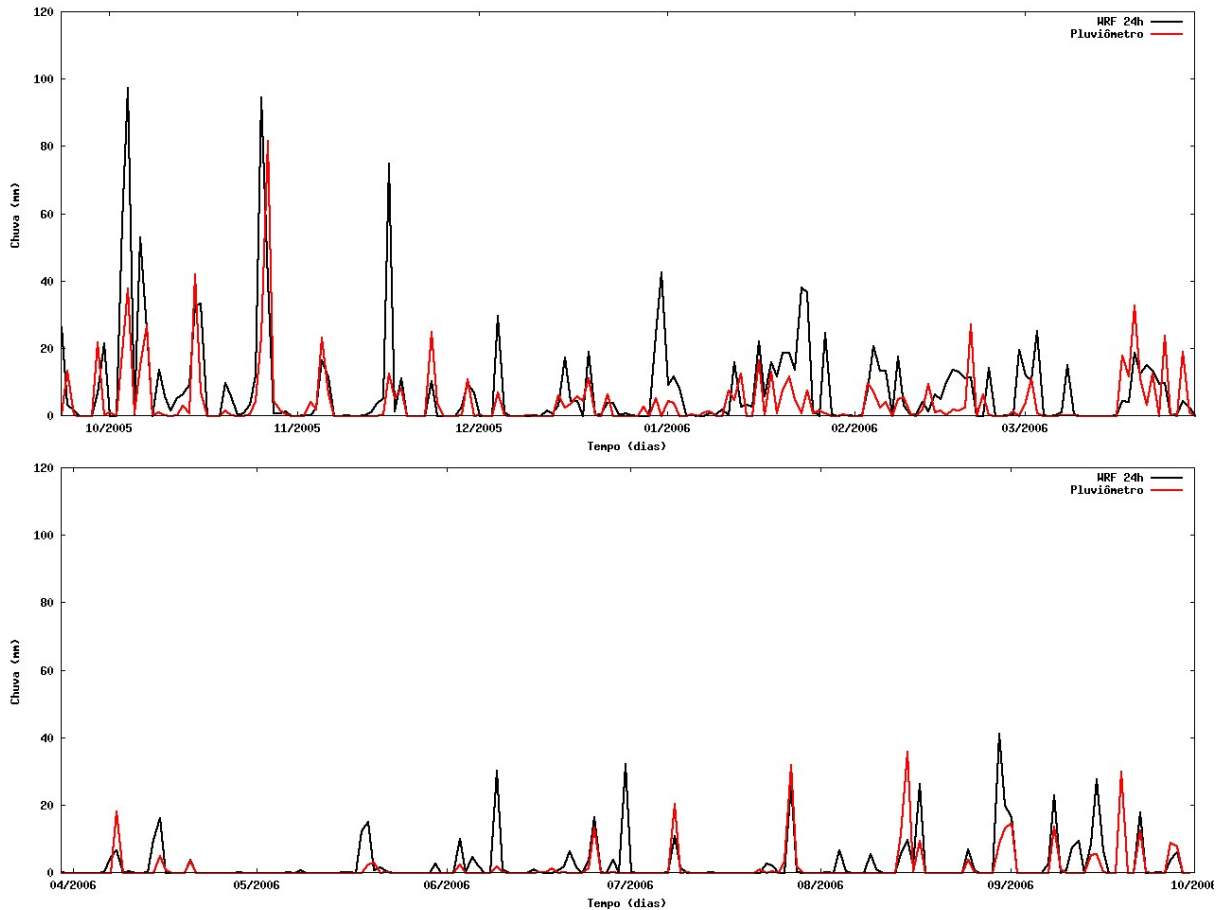


Figura 23: Chuva média diária na bacia de União da Vitória no período de 24/09/2005 à 30/09/2006, onde Pluviômetro é a chuva média diária na bacia calculada usando os dados de pluviômetros das estações telemétricas do SIMEPAR e *WRF 24h* é a previsão de precipitação horária gerada pelo modelo WRF acumulada de 0 a 24 horas.

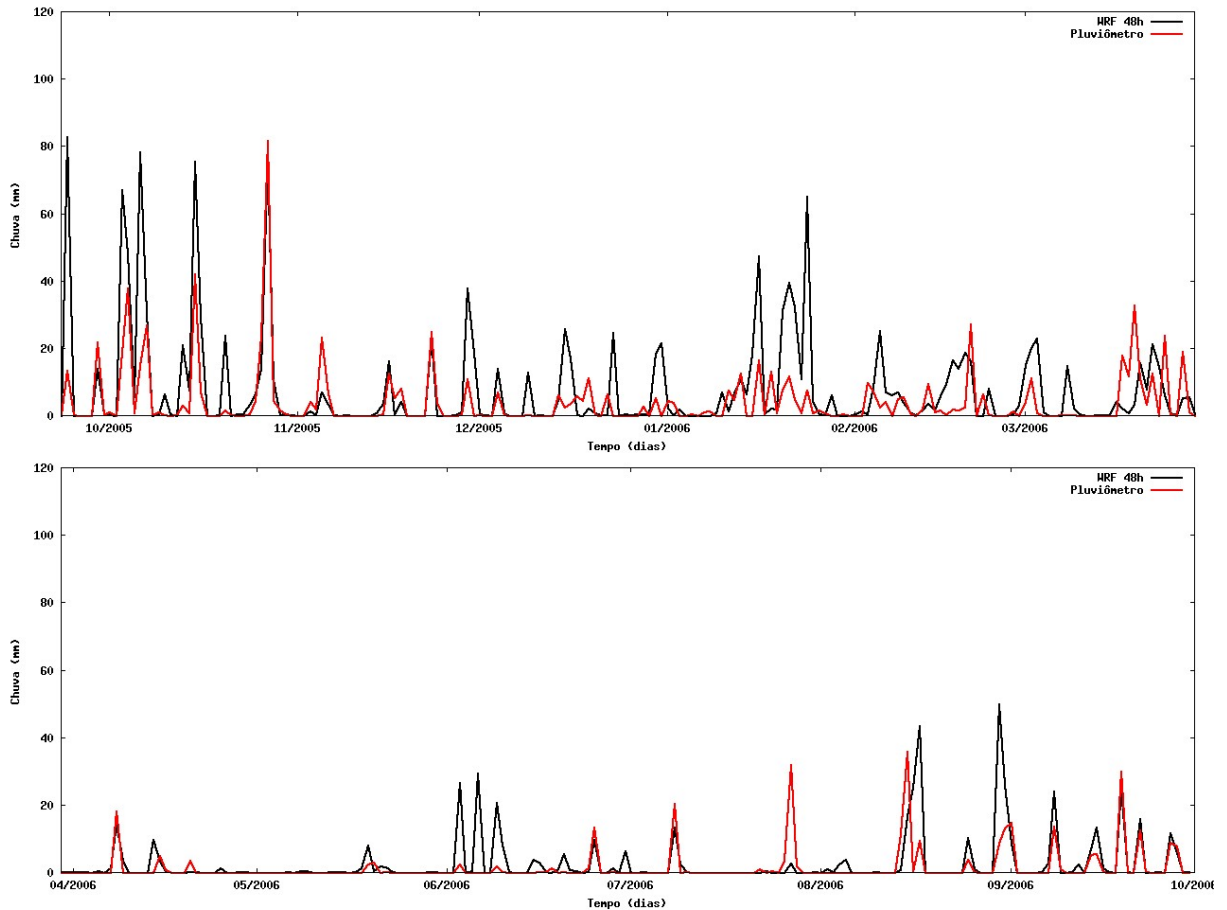


Figura 24: Chuva média diária na bacia de União da Vitória no período de 24/09/2005 à 30/09/2006, onde Pluviômetro é a chuva média diária na bacia calculada usando os dados de pluviômetros das estações telemétricas do SIMEPAR e *WRF 48h* é a previsão de precipitação horária gerada pelo modelo WRF acumulada de 24 a 48 horas.

### 6.3.1 Análise das Séries Diárias

As séries diárias de dados foram separadas, para análise, de acordo com a ocorrência ou não de chuvas (precipitação diária maior que 1 *mm*). Os casos encontrados estão resumidos na *tabela 8*.

Chuva Pluviômetros > 1 mm/dia	Chuva WRF > 1 mm/dia	quantidade de ocorrências WRF 24 horas	quantidade de ocorrências WRF 48 horas
não	sim	59	53
sim	não	18	26
sim	sim	89	81
não	não	206	212

Tabela 8: Casos encontrados nas séries diárias, para 24 e 48 horas, de acordo com a ocorrência ou não de chuvas (precipitação diária maior que 1 *mm*).

#### 6.3.1.1 Previsão acima de 1 *mm/dia*, precipitação observada inferior a 1 *mm/dia*.

Foram analisados os casos nos quais as previsões de precipitação para 1 dia (acumulada entre 0 e 24 horas) e 2 dias (acumulada entre 24 e 48 horas), foram maiores que 1 *mm/dia* quando a precipitação observada foi menor ou igual a 1 *mm/dia*. De acordo com este critério ocorreram, entre os 372 dias analisados, 59 casos para o primeiro dia de previsão e, para o segundo dia, 53 casos. Esses casos estão apresentados, na forma de histograma, na *figura 25*.

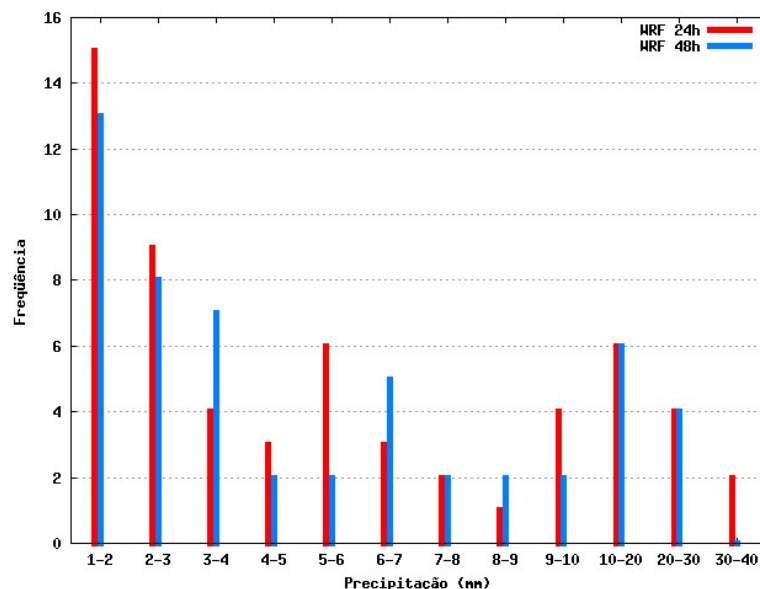


Figura 25: Histogramas de chuvas médias diárias previstas na bacia para os casos nos quais a chuva média observada foi menor ou igual a 1 *mm/dia*. *WRF 24h* é a previsão de precipitação horária acumulada entre 0 e 24 horas e *WRF 48h* acumulada entre 24 e 48 horas.

Analisando a vazão, foram obtidos 46 valores altos de  $r_{simul24h}$  (em torno de 0,8 a 1,0) entre as previsões para 24 horas, sendo o menor igual a 0,78, o maior igual a 1,0 e apenas 5 valores abaixo de 0,90. Isso significa que a vazão simulada com dados de chuva observada é similar à vazão simulada com resultados da previsão gerada pelo WRF.

Um exemplo para estes casos foi o dia 22 de outubro de 2005 ( $r_{simul24h} = 0,93$ ), ilustrado na *figura 26*. Para este caso, a vazão simulada com a previsão de precipitação para 24 horas apresentou um comportamento semelhante a vazão simulada com a precipitação observada. A vazão continuou a decair com o tempo, entretanto com menor velocidade e, tanto a vazão simulada com dados observados quanto simulada com dados previstos se mantiveram com valores inferiores à vazão observada.

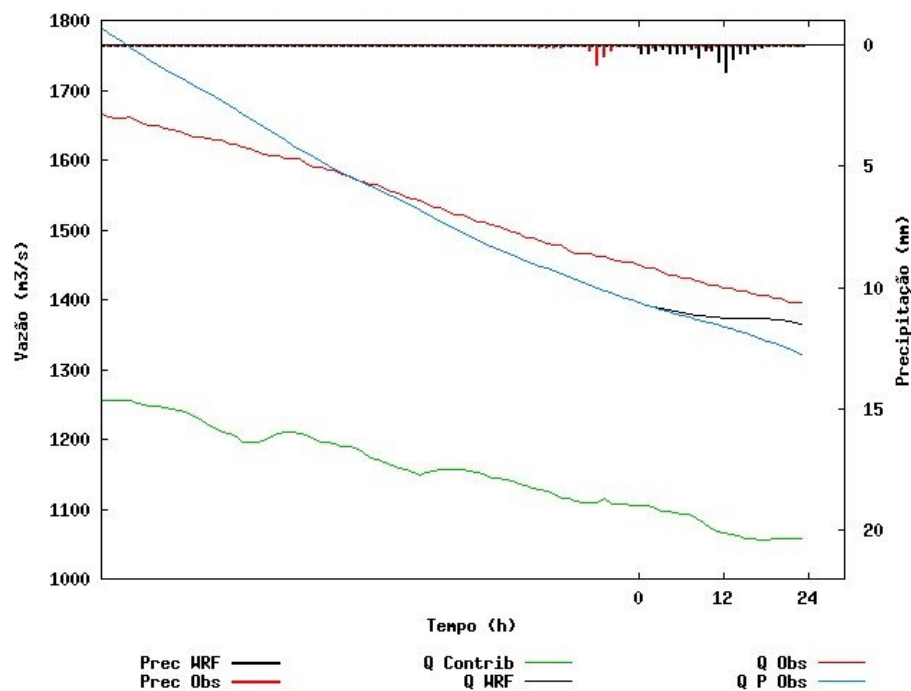


Figura 26: Vazões simuladas e observadas na bacia de União da Vitória no dia 22/10/2005. *Prec Obs* é a precipitação observada por pluviômetros, *Prec WRF* é a precipitação prevista para 24 horas, *Q Obs* é a vazão observada, *Q Contrib* é a vazão contribuinte na cabeceira da bacia, *Q P Obs* é a vazão simulada a partir da precipitação observada e *Q WRF* é a vazão simulada a partir precipitação prevista.

Para o restante dos casos, houve 7 ocorrências de valores de  $r_{calib}$  inferiores a 0,8 e 6 casos com valores baixos para  $r_{wrf24h}$  (-0,91, -0,95, 0,73, -0,57, 0,04 e -0,79). Assim, para os 59 dias de previsão analisados, houveram 7 casos inconclusivos e foram confirmados 6 erros de previsão do modelo.

A simulação para o dia primeiro de dezembro de 2005 exemplifica um caso inconclusivo (*figura 27*). A vazão observada apresenta uma queda brusca na última hora do dia. Este comportamento certamente representa um conjunto de dados falhos. A vazão

simulada com precipitação observada tentou acompanhar essa variação. A simulação com precipitação prevista para 24 horas ignorou este comportamento. Entretanto, não se pode definir qual simulação se aproximou mais da realidade.

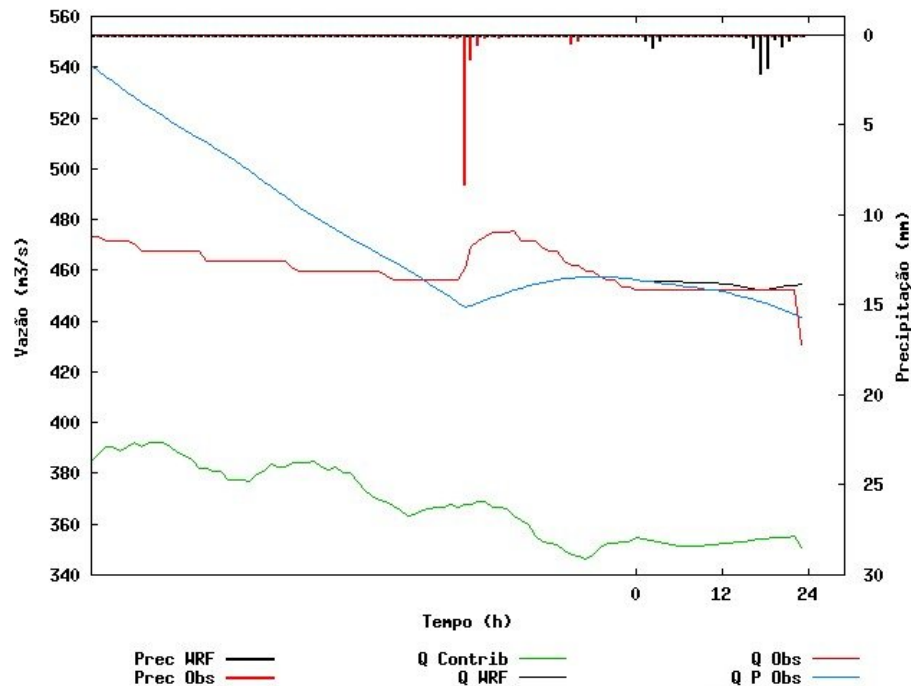


Figura 27: Vazões simuladas e observadas na bacia de União da Vitória no dia 01/12/2005. *Prec Obs* é a precipitação observada por pluviômetros, *Prec WRF* é a precipitação prevista para 24 horas, *Q Obs* é a vazão observada, *Q Contrib* é a vazão contribuinte na cabeceira da bacia, *Q P Obs* é a vazão simulada a partir da precipitação observada e *Q WRF* é a vazão simulada a partir precipitação prevista.

Um erro de previsão que ficou bem evidenciado ocorreu para o dia 24 de setembro de 2005 (*figura 28*). A vazão simulada com precipitação observada apresentou o mesmo comportamento que a vazão observada, decaindo durante o dia. Entretanto, a vazão simulada com precipitação prevista, para 24 horas, apresentou um comportamento contrário, aumentando rapidamente.

Para a previsão de 48 horas, foram encontrados 32 casos com valores altos para  $r_{simul48h}$  ou valores de  $r_{wrf24h}$  maiores que  $r_{calib}$  (*figura 29*), 10 casos com erro de previsão e 11 casos inconclusivos.

### 6.3.1.2 Precipitação observada acima de 1 mm/dia, previsão inferior a 1 mm/dia.

Foram analisados os casos nos quais a precipitação observada foi maior que 1 mm/dia quando as previsões de precipitação para 1 dia (acumulada entre 0 e 24 horas) e 2 dias (acumulada entre 24 e 48 horas) foram menores ou iguais a 1 mm/dia. De acordo com este

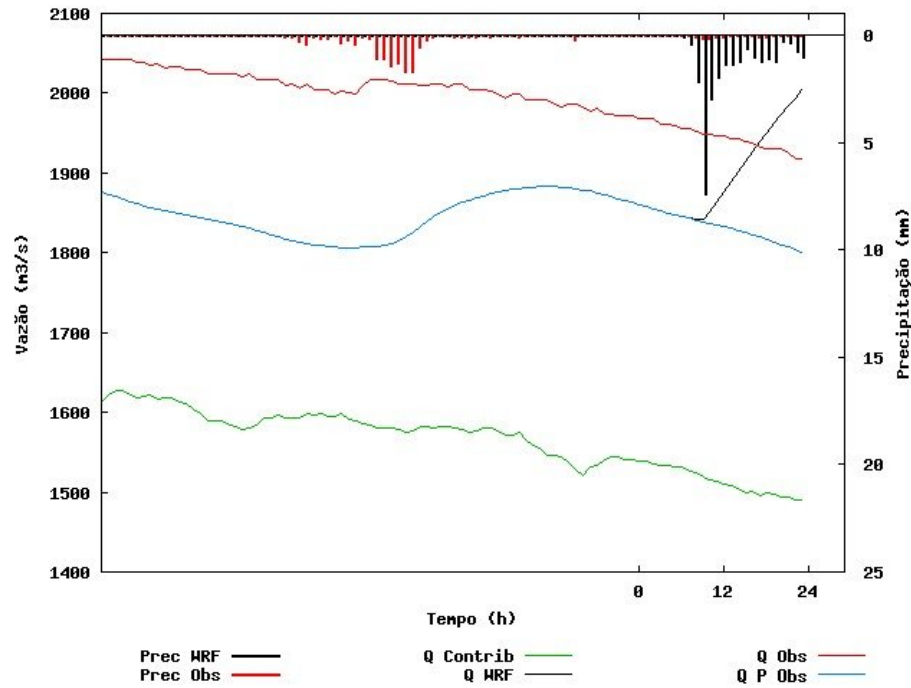


Figura 28: Vazões simuladas e observadas na bacia de União da Vitória no dia 24/09/2005. *Prec Obs* é a precipitação observada por pluviômetros, *Prec WRF* é a precipitação prevista para 24 horas, *Q Obs* é a vazão observada, *Q Contrib* é a vazão contribuinte na cabeceira da bacia, *Q P Obs* é a vazão simulada a partir da precipitação observada e *Q WRF* é a vazão simulada a partir precipitação prevista.

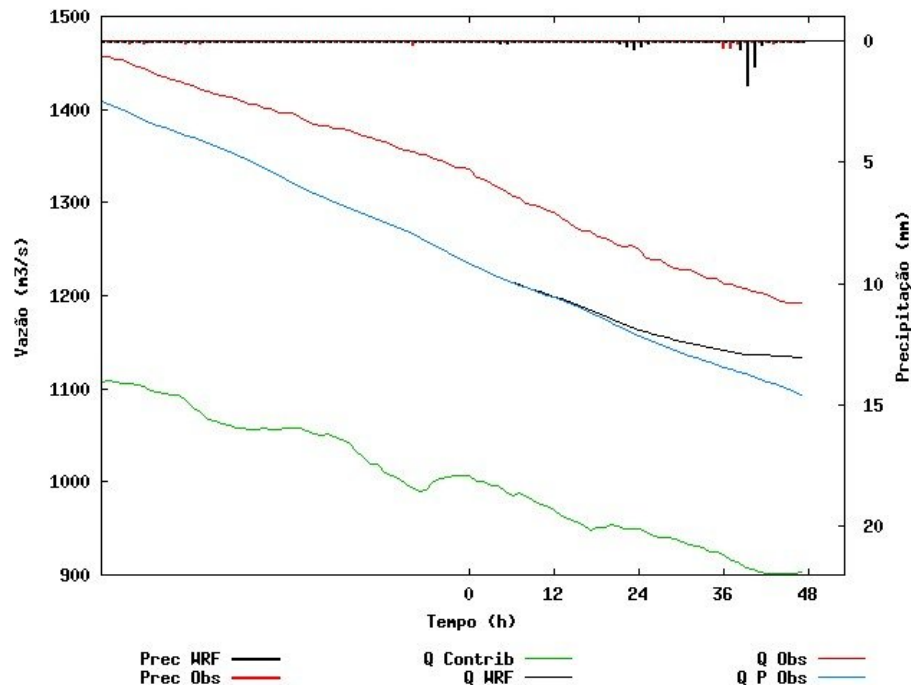


Figura 29: Vazões simuladas e observadas na bacia de União da Vitória no dia 25/10/2005. *Prec Obs* é a precipitação observada por pluviômetros, *Prec WRF* é a precipitação prevista para 48 horas, *Q Obs* é a vazão observada, *Q Contrib* é a vazão contribuinte na cabeceira da bacia, *Q P Obs* é a vazão simulada a partir da precipitação observada e *Q WRF* é a vazão simulada a partir precipitação prevista.

critério ocorreram, entre os 372 dias analisados, 18 casos para o primeiro dia de previsão e, para o segundo dia, 26 casos (*figura 30*).

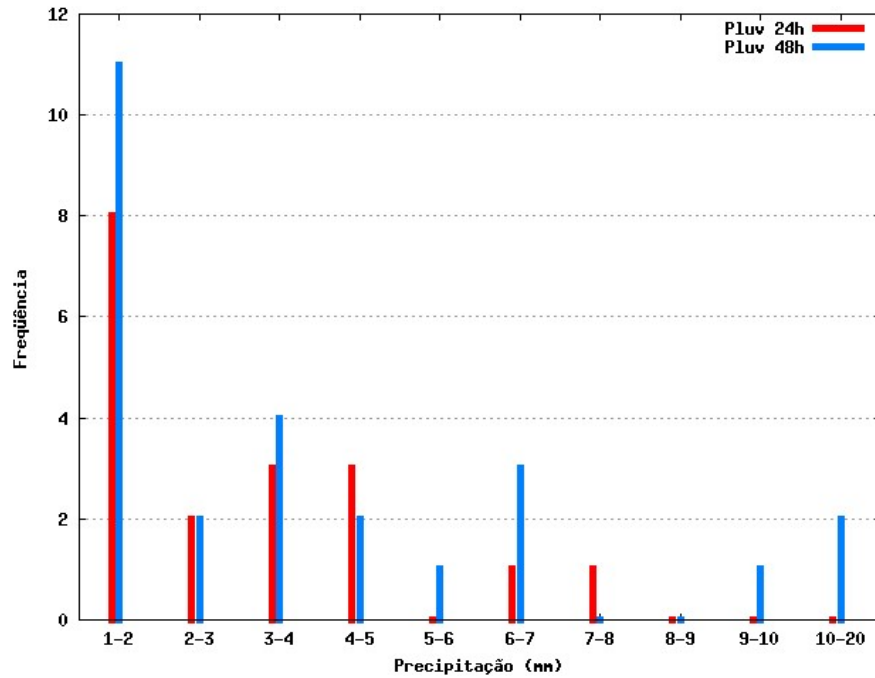


Figura 30: Histogramas de chuvas médias na bacia observadas para os casos nos quais a chuva média prevista foi menor ou igual a  $1 \text{ mm/dia}$ . *Pluv 24h* é a precipitação observada nos dias em que a previsão acumulada entre 0 e 24 horas foi menor ou igual a  $1 \text{ mm/dia}$  e *Pluv 48h* acumulada entre 24 e 48 horas.

Entre os 18 casos da previsão para 24 horas, a maior precipitação observada foi  $7,5 \text{ mm/dia}$ . Para este caso, o valor de  $r_{simul24h}$  foi 0,92, ou seja, a chuva observada não causou uma alteração significativa na vazão. O valor de  $r_{calib}$  foi menor que 0,60 para 9 dos 18 casos.

Para 48 horas, as maiores precipitações observadas entre os 26 casos foram 11,9, 11,6 e  $9,7 \text{ mm/dia}$ . Os valores de  $r_{simul48h}$  foram, respectivamente,  $-0,26$ , 1,00 e 0,98. Entre os 26 casos, ocorreram 16 casos com valores altos para  $r_{simul48h}$ , 6 casos inconclusivos e 4 casos com erro de previsão.

### 6.3.1.3 Precipitações observada e prevista acima de $1 \text{ mm/dia}$ .

Foram analisados os casos em que tanto a previsão de precipitação quanto a precipitação observada apresentaram valores acima de  $1 \text{ mm/dia}$ . Foram registrados, entre os 372 dias de previsão, 89 casos para o primeiro dia e, para o segundo dia de previsão, 81 casos.

O critério adotado na análise desses casos foi um pouco diferente. A precipitação prevista, como dito anteriormente, apresenta picos mais elevados. Com isso, espera-se que

as vazões simuladas a partir das previsões geradas pelo modelo WRF (utilizando o modelo TOPMODEL calibrado com dados de pluviômetros) sejam superestimadas (OLIVEIRA et al., 2006).

Um caso que exemplifica este comportamento ocorreu na previsão de 24 horas para o dia 05 de outubro de 2005 (*figura 31*). Tanto a vazão simulada com precipitação observada quanto a simulada com a precipitação prevista detectaram a fase apresentada pela vazão observada. Entretanto, a precipitação prevista causou uma variação maior na vazão, atingindo valores superiores a  $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ .

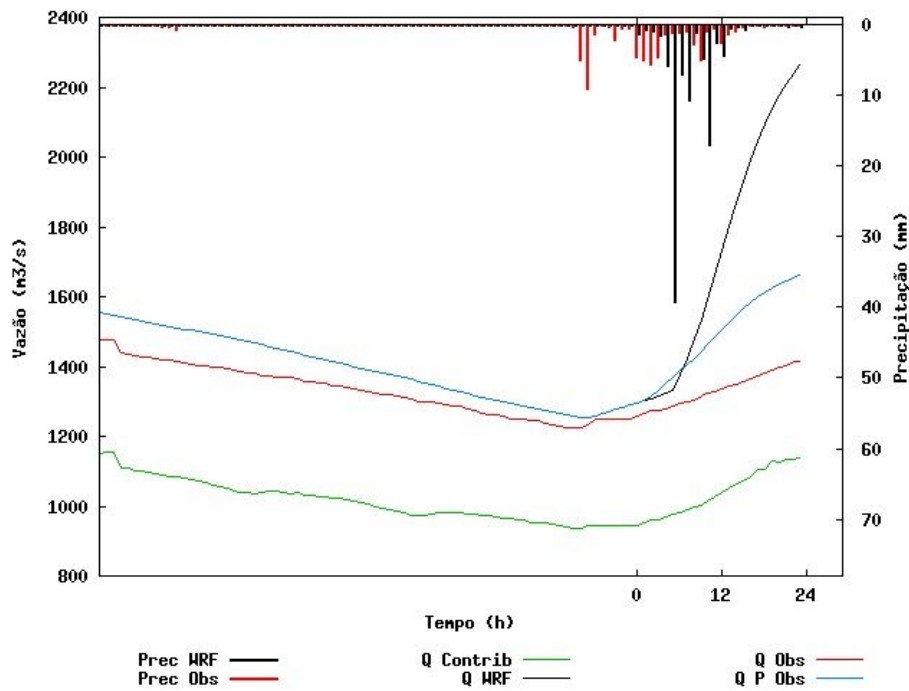


Figura 31: Vazões simuladas e observadas na bacia de União da Vitória no dia 05/10/2005. *Prec Obs* é a precipitação observada por pluviômetros, *Prec WRF* é a precipitação prevista para 24 horas, *Q Obs* é a vazão observada, *Q Contrib* é a vazão contribuinte na cabeceira da bacia, *Q P Obs* é a vazão simulada a partir da precipitação observada e *Q WRF* é a vazão simulada a partir precipitação prevista.

Assim, o critério adotado para estas análises foi o sinal dos parâmetros  $r_{simul24h}$  e  $r_{simul48h}$ . Valores negativos significam comportamentos contrários entre as vazões simuladas com a chuva observada e simuladas com previsões de precipitação.

A previsão de 24 horas apresentou 76 casos com valores de  $r_{simul24h}$  positivos e 13 com valores negativos. Entretanto, 6 dos 13 casos apresentaram valores de  $r_{calib}$  negativos. Valores negativos para  $r_{calib}$  estão relacionados com problemas de calibração. Para a previsão de 48 horas, ocorreram 67 casos com valores de  $r_{simul48h}$  positivos e 14 com valores negativos. Dos 14 casos, 4 apresentaram  $r_{calib}$  negativos.

A *figura 32* exemplifica um erro de previsão, para 24 horas, no dia 17 de novembro 2005

( $r_{simul24h}$  negativo). A vazão observada e a vazão simulada com precipitação observada apresentam um decaimento durante o dia. Entretanto, a vazão simulada com precipitação prevista apresenta um comportamento contrário.

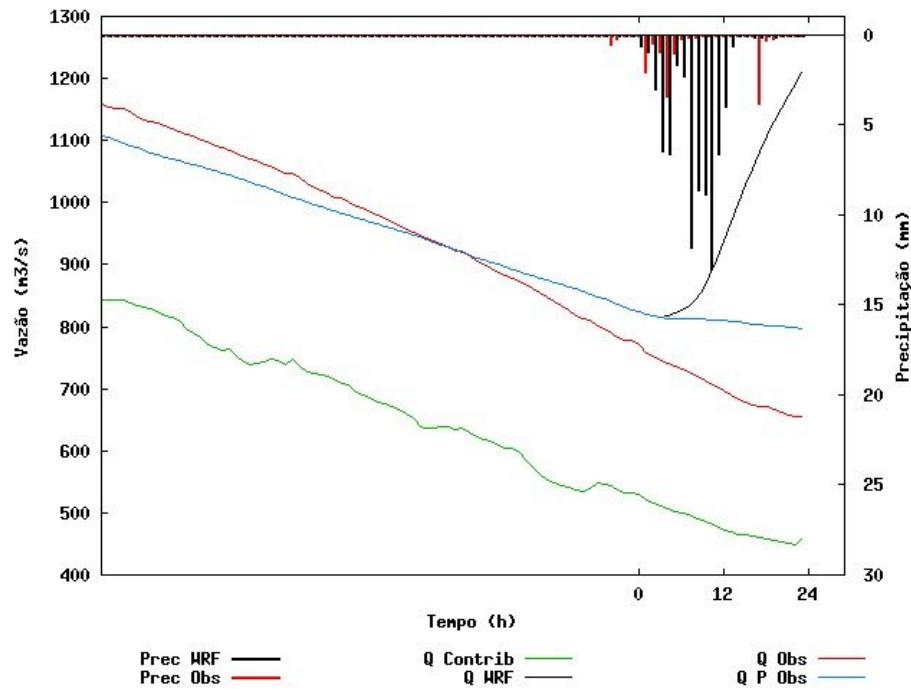


Figura 32: Vazões simuladas e observadas na bacia de União da Vitória no dia 17/11/2005. *Prec Obs* é a precipitação observada por pluviômetros, *Prec WRF* é a precipitação prevista para 24 horas, *Q Obs* é a vazão observada, *Q Contrib* é a vazão contribuinte na cabeceira da bacia, *Q P Obs* é a vazão simulada a partir da precipitação observada e *Q WRF* é a vazão simulada a partir precipitação prevista.

#### 6.3.1.4 Precipitações observada e prevista inferiores a 1 mm/dia.

Foram analisados os casos em que tanto a previsão de precipitação quanto a precipitação observada não apresentaram ocorrência de chuvas (valores inferiores a 1 mm/dia). Foram registrados, entre os 372 dias de previsão, 206 casos para o primeiro dia e, para o segundo dia de previsão, 212 casos.

#### 6.3.1.5 Resumo das análises

As tabelas 9 e 10 apresentam os resultados das análises das vazões geradas pelo modelo hidrológico TOPMODEL utilizando as precipitações previstas pelo WRF.

Os casos considerados coerentes foram os que apresentaram valores altos (de 0,8 a 1,0) para os parâmetros  $r_{simul24h}$  e  $r_{simul48h}$  (ou valores positivos, quando as chuvas previstas e observadas foram acima de 1 mm/dia), as previsões consideradas erradas apresentaram

valores baixos para  $r_{wrf24h}$  e  $r_{wrf48h}$  e os casos inconclusivos foram os que apresentaram valores baixos para  $r_{calib}$ .

Chuva Pluviômetros > 1 mm/dia	Chuva WRF > 1 mm/dia	total de casos	casos coerentes	casos errados	casos inconclusivos
não	sim	59	46	6	7
sim	não	18	9	0	9
sim	sim	89	76	7	6
não	não	206	206	0	0

Tabela 9: Resumo das análises das vazões simuladas utilizando as previsões de precipitação diárias geradas pelo modelo WRF, para 24 horas.

Chuva Pluviômetros > 1 mm/dia	Chuva WRF > 1 mm/dia	total de casos	casos coerentes	casos errados	casos inconclusivos
não	sim	53	32	10	11
sim	não	26	16	4	6
sim	sim	81	67	10	4
não	não	212	212	0	0

Tabela 10: Resumo das análises das vazões simuladas utilizando as previsões de precipitação diárias geradas pelo modelo WRF, para 48 horas.

### 6.3.1.6 Precipitações acima de 30 mm/dia.

Foram analisados os casos em que a precipitação observada e/ou as previsões de precipitação apresentaram valores maiores ou iguais do que 30 mm/dia. Entre os 372 dias de previsão, a previsão observada registrou 7 ocorrências. A previsão para 24 horas registrou 11 ocorrências, sendo 4 casos coincidentes com a previsão observada (*tabela 11*). A previsão para 48 horas registrou 14 ocorrências, sendo 3 casos coincidentes com a previsão observada (*tabela 12*).

Pela *tabela 11* pode-se observar que para todos os casos nos quais a precipitação observada foi acima de 30 mm/dia os valores de  $r_{simul24h}$  foram altos, variando de 0,96 a 1,00. Pode-se notar, ainda, três casos com valores de  $r_{wrf24h}$  negativos, indicando falha na previsão (exemplificados pela *figura 32*).

A previsão para 48 horas apresentou um comportamento semelhante à previsão para 24 horas. Entretanto, apresentou 2 casos falhos ( $r_{simul48h}$  com valores negativos), sendo um entre os casos nos quais a precipitação observada foi acima de 30 mm/dia (*tabela 12*).

Data	Prec. observada (mm/dia)	Prec. WRF 24h (mm/dia)	$r_{wrf24h}$	$r_{calib}$	$r_{simul24h}$
20/03/2006	33,0	18,8	0,97	0,98	0,99
28/07/2006	32,0	26,5	0,81	0,75	0,99
16/08/2006	35,9	9,9	0,95	0,99	0,98
05/10/2005	38,1	97,6	0,99	0,99	0,99
16/10/2005	42,1	32,5	0,89	0,76	0,96
28/10/2005	81,7	40,1	0,98	0,99	1,00
20/09/2006	30,2	30,0	0,92	0,97	0,98
04/10/2005	18,7	57,5	0,46	0,91	0,42
07/10/2005	15,0	53,2	0,63	0,58	0,98
17/10/2005	7,1	33,3	0,98	0,98	0,95
27/10/2005	23,6	94,6	-0,66	-0,51	0,96
17/11/2005	12,5	74,9	-0,94	0,96	-0,93
01/01/2006	0,0	42,7	0,22	0,26	1,00
24/01/2006	0,8	38,1	0,85	0,97	0,73
25/01/2006	7,7	36,8	0,79	0,99	0,79
10/06/2006	2,0	30,5	0,35	0,24	-0,17
01/07/2006	0,0	32,2	0,85	0,85	0,51
31/08/2006	8,8	41,2	-0,07	0,57	-0,49

Tabela 11: Casos para os quais a precipitação observada e/ou precipitação prevista, para 24 horas, apresentaram valores acima de 30 mm/dia.

Data	Prec. observada (mm/dia)	Prec. WRF 48h (mm/dia)	$r_{simul48h}$	$r_{calib}$	$r_{wrf48h}$
20/03/2006	33,0	3,3	0,89	0,98	0,95
28/07/2006	32,0	2,7	-0,66	0,80	-0,66
16/08/2006	35,9	16,9	0,45	0,99	0,50
20/09/2006	30,2	25,0	0,02	0,79	0,60
05/10/2005	38,1	48,3	0,97	0,99	0,98
16/10/2005	42,1	75,7	-0,30	-0,02	0,95
28/10/2005	81,7	76,1	0,90	0,99	0,93
25/09/2005	13,5	82,9	-0,91	0,89	-0,70
04/10/2005	18,7	67,0	0,63	0,99	0,61
07/10/2005	15,0	78,3	-0,37	-0,37	0,86
08/10/2005	27,1	30,7	0,86	0,70	0,51
30/11/2005	11,1	37,9	-0,52	-0,34	0,94
17/01/2006	16,5	47,6	-0,65	0,48	0,07
21/01/2006	7,6	31,3	-0,82	-0,38	0,38
22/01/2006	11,7	39,7	0,60	0,64	0,98
23/01/2006	4,9	32,3	0,98	0,99	0,99
25/01/2006	7,7	65,1	0,96	0,97	0,97
18/08/2006	9,7	43,5	0,43	0,62	0,97
31/08/2006	8,8	50,0	0,49	0,96	0,39

Tabela 12: Casos para os quais a precipitação observada e/ou precipitação prevista, para 48 horas, apresentaram valores acima de 30 mm/dia.

### 6.3.1.7 Precipitações acima de 50 *mm/dia*.

O único caso extremo no período de estudo, registrando uma precipitação diária acima de 50 *mm*, ocorreu no dia 28 de outubro de 2005. A chuva média observada na bacia para este dia foi 81,7 *mm* (*figura 33*).

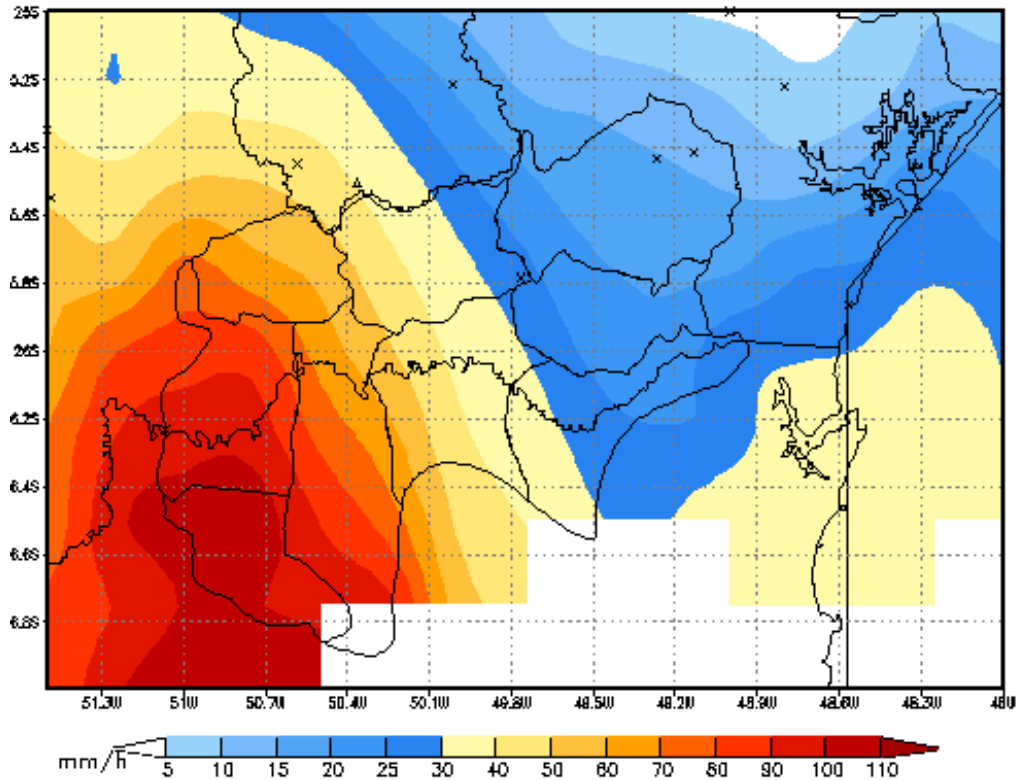


Figura 33: Precipitação acumulada no dia 28 de outubro de 2005, observada pelas estações telemétricas do SIMEPAR.

A chuva média prevista na bacia para 24 horas foi 40,1 *mm/dia* e, para 48 horas, 76,1 *mm/dia*. As simulações hidrológicas para este caso estão apresentadas nas *figuras 34*, para 24 horas e *35*, para 48 horas.

Na simulação para 24 horas, a precipitação prevista foi menor que a precipitação observada. Conseqüentemente, a vazão simulada com a precipitação prevista foi menor que a vazão simulada com a precipitação observada. Entretanto, a vazão simulada a partir da chuva prevista pelo modelo WRF se aproximou mais da realidade, acompanhando a curva de vazão observada. A vazão simulada com precipitação de pluviômetros foi superestimada.

Para 48 horas, a precipitação prevista se aproximou bastante da precipitação observada. Assim, as vazões simuladas com precipitação observada e precipitação prevista apresentaram o mesmo comportamento (superestimadas em relação a vazão observada).

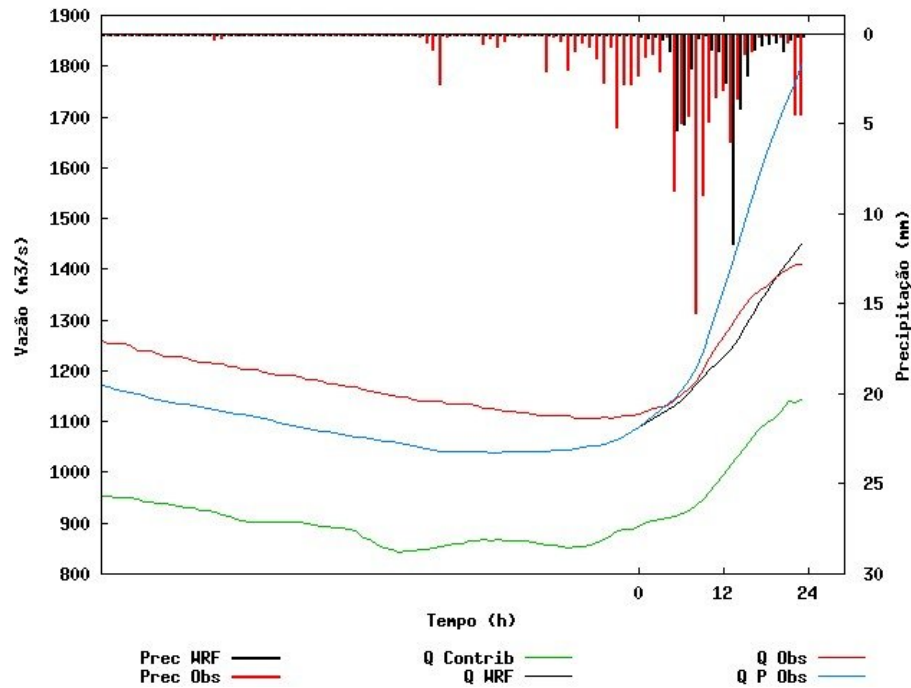


Figura 34: Vazões simuladas e observadas na bacia de União da Vitória no dia 28/10/2005. *Prec Obs* é a precipitação observada por pluviômetros, *Prec WRF* é a precipitação prevista para 24 horas, *Q Obs* é a vazão observada, *Q Contrib* é a vazão contribuinte na cabeceira da bacia, *Q P Obs* é a vazão simulada a partir da precipitação observada e *Q WRF* é a vazão simulada a partir precipitação prevista.

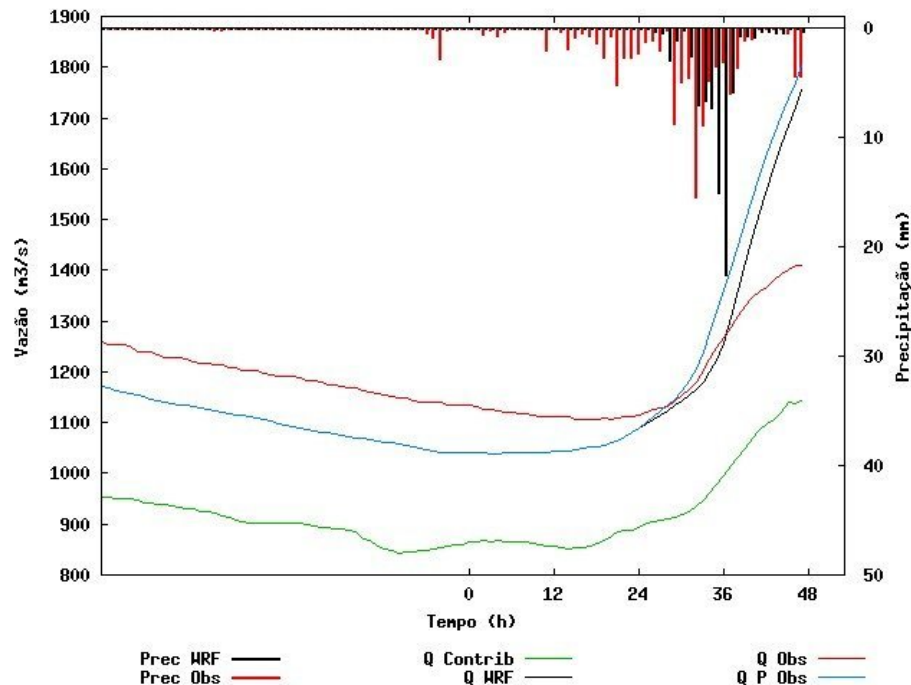


Figura 35: Vazões simuladas e observadas na bacia de União da Vitória no dia 28/10/2005. *Prec Obs* é a precipitação observada por pluviômetros, *Prec WRF* é a precipitação prevista para 48 horas, *Q Obs* é a vazão observada, *Q Contrib* é a vazão contribuinte na cabeceira da bacia, *Q P Obs* é a vazão simulada a partir da precipitação observada e *Q WRF* é a vazão simulada a partir precipitação prevista.

## 7 Conclusão

O principal objetivo deste trabalho foi implementar o modelo atmosférico WRF e avaliar as previsões de precipitação através do acoplamento unidirecional com o modelo hidrológico TOPMODEL. A região escolhida para a validação dessas previsões foi a sub-bacia de União da Vitória, localizada no Alto Iguaçu.

Durante o período de 24 de setembro de 2005 a 30 de setembro de 2006, foram geradas previsões de precipitação horárias, com horizonte de 48 horas. Essas previsões foram divididas em 0 a 24 horas e 24 a 48 horas e acumuladas em precipitações diárias, como previsão para 1 e 2 dias.

Os resultados das análises das previsões horárias de precipitação, tanto para 0 a 24 horas como para 24 a 48 horas, indicaram uma fraca correlação entre as previsões geradas pelo modelo atmosférico WRF e os dados observados pela rede de pluviômetros do SIMEPAR. Essa fraca correlação se manifesta, principalmente, em diferenças de fase temporal e espacial.

As séries horárias indicaram, ainda, um comportamento sistemático (confirmado nas séries diárias) do modelo em prever mais chuvas do que são monitoradas pelo pluviômetro, independentemente da intensidade da precipitação. Este comportamento foi observado tanto para as previsões para 24 horas como para 48 horas e se deve, provavelmente, a problemas de calibração e inicialização do modelo WRF.

Apesar da imprecisão do modelo WRF nas previsões horárias, a boa previsibilidade dos eventos meteorológicos ficou evidente ao analisar as séries de previsão acumuladas em dados diários de precipitação. As previsões acumuladas se encontraram em fase com a precipitação observada por praticamente todo o período de estudo, embora apresentando picos mais elevados.

A diferença entre a intensidade da chuva média prevista e da chuva média observada ocorreu, principalmente, devido à diferença de densidade de postos na área de interesse. Na região de estudo, existem 5 estações de monitoramento que contribuíram no cálculo da chuva média na bacia. Entretanto, os resultados das previsões do modelo WRF foram gerados na mesma resolução da grade definida para a simulação (15 km de espaçamento).

Assim, no cálculo da chuva média prevista, foram utilizados em torno de 20 pontos de grade.

Apesar dos eventos de precipitação, na grande maioria dos casos, terem sido superestimados em relação aos dados observados, houve casos nos quais a intensidade da chuva prevista foi menor que a da chuva observada. Isto se deve, além da localização e densidade dos postos, aos tipos de eventos meteorológicos ocorridos.

Devido a este conjunto de fatores, foi utilizado o modelo hidrológico TOPMODEL para tentar validar as previsões de precipitação. Foram feitas simulações de vazão, tanto para 24 quanto para 48 horas de previsão. Para estas simulações, foram utilizadas as séries de dados horárias (o modelo TOPMODEL foi calibrado com dados de precipitação com resolução temporal horária), de 0 a 24 horas para 1 dia de simulação e, para 2 dias, de 0 a 48 horas.

A análise das vazões simuladas conseguiu evidenciar bem os casos nos quais houve erro de previsão do modelo WRF, apesar da análise de alguns casos ter sido inconclusiva. Em geral, as simulações de vazão apresentaram resultados coerentes com a realidade. Do total de 372 dias analisados, para 24 horas, foram detectados apenas 13 erros de previsão (casos nos quais ficou evidente um comportamento contrário entre as vazões simuladas com precipitação prevista e vazões observadas e simuladas com precipitação observada) e 22 casos inconclusivos. Para 48 horas, foram detectados 24 casos errados e 21 casos inconclusivos.

Os casos com análises inconclusivas estão relacionados a problemas de calibração do TOPMODEL e a problemas com a vazão observada. Uma possível justificativa para os problemas de calibração, pode ser uma superestimativa da chuva média na bacia a partir de dados de pluviômetros. Em alguns casos, a vazão simulada com previsões de precipitação (com valores menores que a precipitação observada) se aproximou mais da vazão observada que a vazão simulada com chuva observada.

As simulações de vazão a partir das previsões de precipitação representam um avanço nos sistemas de previsão hidrológica. A variável que mais influi nas previsões hidrológicas é a precipitação, principalmente nas pequenas e médias bacias, onde a vazão a montante não é um preditor eficiente. A utilização de previsões de precipitação proporcionou uma análise do comportamento da vazão, principalmente em eventos de chuva extrema e de rápida ascensão do nível do rio.

Os resultados obtidos indicaram que, embora existam casos de falsos alertas e superestimativa da vazão, há possibilidade da utilização do acoplamento de modelos atmosféricos e hidrológicos para a previsão de vazão para alertas de níveis críticos até 48 horas.

Conclui-se, portanto, que a previsão hidrológica pode ser melhorada não apenas melhorando as calibrações e condições iniciais, pode ser melhorada através da introdução de previsões de precipitação. Isto se deve ao fato de que as previsões de precipitação proporcionam um melhor cenário de volume de chuvas que simplesmente a climatologia da região, informando a propagação e/ou desenvolvimento de fenômenos meteorológicos tais como sistemas frontais e linhas de instabilidade.

Como continuidade para este estudo e recomendações para futuros trabalhos, sugere-se:

- testes de previsão atmosférica em conjunto (*ensemble*), utilizando outras combinações de parametrizações de microfísica e cumulus;
- testes com os pacotes de assimilação de dados disponíveis para o modelo atmosférico WRF: 3D-Var (*three-dimensional variational data assimilation*) e 4D-Var (*four-dimensional variational data assimilation*);
- testes de grades com maior resolução e testes com grades aninhadas para casos de interesse (modelo atmosférico);
- utilizar outras técnicas de estimativa de precipitação, como as baseadas em dados de satélite e radar, para validar as previsões geradas pelo modelo WRF;
- testes com modelos estatístico/determinísticos de chuva (MOS);
- calibrar o modelo hidrológico TOPMODEL utilizando os dados de previsão de precipitação e outras técnicas de estimativa de precipitação, focando como objetivo principal ampliar o horizonte das previsões de vazão;
- testes com modelos hidrológicos distribuídos (no TOPMODEL apenas a topografia é distribuída).

# Referências

- ANTHES, R. A.; KUO, Y. H.; BENJAMIN, S. G.; LI, Y. F. The evolution of the mesoscale environment of severe local storms: Preliminary modelling results. *Monthly Weather Review*, v. 110, p. 1187–1213, 1982.
- ARAKAWA, A.; LAMB, V. R. *Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model*. [S.l.]: Academic Press, 1977.
- ARAÚJO, A. N. de; GUETTER, A. K. Avaliação hidrológica da técnica cmorph de estimativa de chuva por satélite sobre a bacia do iguaçu. In: *XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, João Pessoa-PB*. [S.l.: s.n.], 2005.
- BAE, D. H.; GEORGAKAKOS, K. P. Climatic variability of soil water in the american midwest, 1, hydrologic modeling. *J. Hydrol.*, v. 162, p. 355–377, 1994.
- BATHURST, J. C.; WICKS, J. M.; O'CONNEL, P. E. *The SHE / SHESED basin scale water flow and sediment transport modelling system*. In: *Singh, V. P. (editor) Computer models of watershed hydrology*. [S.l.]: Water Resources Publications, 1995.
- BENOIT, R.; KOUWEN, N.; YU, W.; CHAMBERLAND, S.; PELLERIN, P. Hydrometeorological aspects of the real-time ultrafinescale forecast support during the special observing period of the map. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 7, p. 877–889, 2003.
- BENOIT, R.; PELLERIN, P. Toward the use of coupled atmospheric and hydrologic models at regional scale. *Monthly Weather Review*, v. 128, p. 1681–1706, 2000.
- BEVEN, K. Infiltration into a class of vertically non-uniform soils. *Hydrol. Sci. J.*, v. 29, p. 425–434, 1984.
- BEVEN, K. *Spatially Distributed Modelling: Conceptual Approach to Runoff Prediction. Recent Advances in the Modelling of Hydrologic Systems*. [S.l.]: Kluwer Academic, 1991.
- BEVEN, K.; LAMB, R.; QUINN, P.; ROMANOWICIZ, R.; FREER, J. Computer models of watershed hydrology. *Water Resources Publication*, p. 627–668, 1995.
- BONNER, W. D. Recent progress and future plans for numerical weather prediction at nmc. In: *Eighth Conference on Numerical Weather Prediction*. [S.l.: s.n.], 1988.
- BRAGA, A. C. F. M.; GALVAO, C. O.; ARAÚJO, E.; SOUZA, E. P.; OLIVEIRA, K. F.; CIRNE, W. Acoplamento operacional de modelos atmosféricos, hidrológicos e de gerenciamento de recursos hídricos. In: *Simpósio Internacional de Climatologia, Fortaleza-CE*. [S.l.: s.n.], 2005.
- BRUNEAU, P.; GASCUEL-ODOUX, C.; ROBIN, P.; MEROT, P.; BEVEN, K. Sensitivity to space at time resolution of a hydrological model using digital elevation data. *Hydrological Processes*, v. 9, p. 69–81, 1995.

- CALVETTI, L. Definição de classes de precipitação para utilização em previsões por categoria e hidrológica. In: *XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis, SC*. [S.l.: s.n.], 2006.
- CHANG, S. W. The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. *Monthly Weather Review*, v. 110, p. 1255–1270, 1982.
- CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the penn state/ ncar mm5 modeling system. part i: Model description and implementation. *Mon. Wea. Rev.*, v. 129, p. 569–585, 2001.
- CHEN, S.-H.; SUN, W.-Y. A one-dimensional time dependent cloud model. *J. Meteor. Soc. Japan*, v. 80, p. 99–118, 2002.
- COLLISCHONN, W. *Simulação hidrológica de grandes bacias*. Tese (Doutorado) — Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2001.
- DALEY, R.; BOURASSU, Y. Rhomboidal versus triangular spherical harmonic truncation: Some verification statistics. *Atmosphere-Ocean*, v. 16, p. 187–196, 1978.
- DEMIRTAS, M.; NANCE, L.; BERNARDET, L.; LIN, Y.; LOUGHE, A.; MAHONEY, J. L.; GALL, R.; KOCH, S. Quantitative precipitation forecast (qpf) verification of dwfe. In: *21st Conference on Weather Analysis and Forecasting*. [S.l.: s.n.], 2005.
- DROEGEMEIER, K. K.; SMITH, J. D.; BUSINGER, S.; III, C. D.; DOYLE, J.; DUFFY, C.; FOUFOULA-GEORGIOU, E.; GRAZIANO, T.; JAMES, L. D.; KRAJEWSKI, V.; LEMONE, M.; LETTENMAIER, M.; MASS, C.; PIELKE, R.; RAY, P.; RUTLEDGE, S.; SCHAAKE, J.; ZIPSER, E. Hydrological aspects of weather prediction and floods warnings: report on ninth prospectus development team of the u.s. weather reasearch program. *Bulletin of American Meteorology Society*, v. 81, p. 2665–2680, 2000.
- EBERT, E. E.; MCBRIDE, J. L. Verification of precipitation in weather systems: determination of systematic errors. *Journal of Hydrology*, v. 239, p. 179–202, 2000.
- FERNANDES, D. *Inventário das Estações Fluviométricas*. [S.l.], 1996.
- FRANCHINI, M.; WENDLING, J.; OBLED, C.; TODINI, E. Physical interpretation and sensitivity analysis of the topmodel. *Journal of Hydrology*, v. 175, p. 293–338, 1996.
- FRITSCH, J. M.; CARBONE, R. E. *Research and Development to Improve Quantitative Precipitation Forecasts in the Warm Season*. [S.l.], 2003.
- GANGULY, A. R.; BRAS, R. L. Distributed quantitative precipitation forecasting using information from radar and numerical weather prediction models. *Journal of Hydrometeorology*, p. 1168–1180, 2003.
- GEORGAKAKOS, K. P.; ARTAN, G. A. *Hydrologic modeling and forecasting for the upper Iguazu river catchment. HRC Limited Distribution Report No. 5*. [S.l.], 1997.
- GONÇALVES, J. E.; GUETTER, A. K.; ARAÚJO, A. N. de. *Sistema de Previsão e Simulação Hidrológica do Iguazu em Escala Horária - SISPSHI-HOR: Análise dos Dados Hidrometeorológicos Horários para Calibração do Modelo Hidrológico*. [S.l.], 2003.
- GRELL, G. A.; DEVENYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys. Res. Lett.*, v. 29(14), p. 1693, 2002.

- GRELL, G. A.; DUDHIA, J.; STAUFFER, D. R. *A description of the fifth generation Penn State/ NCAR mesoscale model (MM5)*. [S.l.], 1994.
- HONG, S.-Y.; PAN, H.-L. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, v. 124, p. 2322–2339, 1996.
- HUTCHINSON, T. A.; MARSHALL, S. F.; SOUSOUNIS, P. J. Wsi's operational implementation of the wrf model. In: *Preprints 5th WRF/14th MM5 User's Workshop*. [S.l.: s.n.], 2004.
- JACOBSON, M. Z. *Fundamentals of Atmospheric Modeling*. [S.l.]: Cambridge Univ. Press, 1999.
- JANJIC, Z. I. Comments on "development and evaluation of a convection scheme for use in climate models". *J. Atmos. Sci.*, v. 57, p. 3686, 2000.
- JASPER, K.; KAUFMANN, P. Coupled runoff as validation tools for atmospheric models at the regional scale. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 129, p. 673–693, 2003.
- KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. Convective parametrization for mesoscale models: The kain-fritsch scheme. the representation of cumulus convection in numerical models, meteor. monogr. *Amer. Meteor. Soc.*, v. 46, p. 246, 1993.
- KAISER, I. M. *Avaliação de métodos de composição de campos de precipitação para uso em modelos hidrológicos distribuídos*. Tese (Doutorado) — Escola de Engenharia de São Carlos (EESC), 2006.
- KALMA, J. D.; CALDER, I. R. *Land surface processes in land-scale hydrology*. [S.l.]: Geneve, 1994.
- KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; BAKER, W. Global numerical weather prediction at the national meteorological center. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 71, 1990.
- KANAMITSU, M.; ALPERT, J.; CAMPANA, K.; CAPLAN, P.; DEAVEN, D.; IREDELL, M.; KATZ, B.; PAN, H.-L.; SELA, J.; WHITE, G. Recent changes implemented into the global forecast system at nmc. *Weather and Forecasting*, v. 6, 1991.
- KESSLER, E. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *American Meteorology Society*, v. 32, p. 84, 1969.
- KINCAID, D. R.; CHENEY, E. W. *Numerical analysis - Mathematics of scientific computing*. [S.l.]: Brooks Cole, 1991.
- KNEIB, R. O. *Estudo observacional de linhas de instabilidade no estado do Paraná*. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2004.
- KUO, W. L.; STEENHUIS, T. S.; MCCULLOCH, C. E.; MOHLER, C. L.; WEINSTEIN, D. A.; DEGLORIA, S. D.; SWANEY, D. P. Effect of grid size on runoff and soil moisture for a variable-source-area hydrology model. *Water Resources Research*, v. 35, p. 3419–3428, 1999.
- KUO, Y.; REED, R. Numerical simulation of an explosively deepening cyclone in the eastern pacific. *Monthly Weather Review*, v. 116, p. 2081–2105, 1988.

- LEE, D.; HONG, S. Numerical experiments of the heavy rainfall event that occurred over Korea during 1-3 September 1984. *J. of Korean Meteor. Soc.*, v. 25, p. 233–260, 1989.
- LIMA, J. E. F. W.; SILVA, C. L.; OLIVEIRA, C. A. S. Comparação da evapotranspiração real simulada e observada em uma bacia hidrográfica em condições naturais de cerrado. *Rev. bras. eng. agríc. ambient.*, v. 5, p. 33–41, 2001.
- MAIDMENT, D. R. *Handbook of hydrology*. [S.l.]: New York: Ed. McGraw-Hill, 1993.
- MICHALAKES, J.; DUDHIA, J.; GILL, D.; KLEMP, J.; SKAMAROCK, W. *Design of a Next-Generation Regional Weather Research and Forecast Model*. [S.l.], 1998.
- MLAWER, E. J.; TAUBMAN, S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J.; CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, v. 102, p. 16663–16682, 1997.
- MOLDERS, N.; RUHAAK, W. On the impact of explicitly predicted runoff on the simulated atmospheric response to small-scale land-use changes—an integrated modeling approach. *Atmospheric Research*, v. 63, p. 3–38, 2002.
- NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models i: A discussion of principles. *J. Hydrol.*, v. 10, p. 282–290, 1970.
- NEBEKER, F. *Calculating the Weather: Meteorology in the 20th Century*. [S.l.]: Academic Press, 1995.
- NETO, P. L. O. C. *Estatística*. [S.l.]: Edgard Blücher, 1977.
- OLIVEIRA, A. C.; CALVETTI, L.; GONÇALVES, J. E.; BENETI, C. A. Validação da previsão de precipitação gerada pelo modelo atmosférico wrf para a bacia de união da vitória utilizando o modelo hidrológico topmodel. In: *XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis, SC*. [S.l.: s.n.], 2006.
- ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of American Meteorology Society*, v. 56, 1975.
- PHILLIPS, N. A. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *J. Meteor.*, v. 14, p. 184–185, 1957.
- PIELKE, R. A. *Mesoscale Meteorological Modeling*. [S.l.]: Academic Press, 2002.
- PIELKE, R. A.; MCNIDER, R. T.; WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J.; NICHOLLS, M. E.; MORAN, M. D.; WELSWY, D. A.; LEE, T. J.; COPELAND, J. H. A comprehensive meteorological modeling system. - rams. *Meteor. Atmos. Phys.*, v. 49, p. 69–91, 1992.
- QUINN, P. F.; BEVEN, K.; CHEVALLIER, P.; PLANCHON, O. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models. *Hydrological Process*, v. 5, p. 59–79, 1991.
- RICHARDSON, L. F. *Weather Prediction by Numerical Process*. [S.l.]: Cambridge Univ. Press, London and New York, 1922.
- SAULNIER, G. M.; BEVEN, K.; OBLED, C. Including spatially variable effective soil depths in topmodel. *Journal of Hydrology*, v. 202, p. 158–172, 1997.

- SCANLON, T. M.; RAFFENSPERGER, J. P.; HORNBERGER, G. M.; CLAPP, R. B. Shallow subsurface storm flow in a forested headwater catchment: Observations and modeling using a modified topmodel. *Water Resources Research*, v. 36, p. 2575–2586, 2000.
- SCHULER, A. E.; MORAES, J. M. M.; MILDE, L. . C.; GROppo, J. D.; MARTINELLI, L. A.; VICTORIA, R. L.; CALIJURI, M. L. Análise da representatividade física dos parâmetros do topmodel em uma bacia de meso escala localizada nas cabeceiras do rio corumbataí, são paulo. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 5-2, p. 5–25, 2000.
- SELA, J. Spectral modeling at the national meteorological center. *Monthly Weather Review*, v. 108, 1980.
- SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; WANG, W.; POWERS, J. G. *A Description of the Advanced Research WRF Version 2*. [S.l.], 2005.
- TAO, W.-K.; SIMPSON, J.; MCCUMBER, M. An ice-water saturation adjustment. *Mon. Wea. Rev.*, v. 117, p. 231–235, 1989.
- THOMPSON, G.; RASMUSSEN, R. M.; MANNING, K. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. part i: Description and sensitivity analysis. *Mon. Wea. Rev.*, v. 132, p. 519–542, 2004.
- XUE, M.; DROEGEMEIER, K. K.; WONG, V. The advanced regional prediction system (arps) - a multiscale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. part i: Model dynamics and verification. *Meteor. Atmos. Phys.*, v. 75, p. 161–193, 2000.
- YU, Z.; LAKHTAKIA, M.; YARNAL, B.; WHITE, R.; MILLER, D.; FRAKES, B.; BARRON, E.; DUFFY, C.; SCHWARTZ, F. Simulating the river-basin response to atmospheric forcing by linking a mesoscale meteorological model and hydrologic model system. *Journal of Hydrology*, v. 218, p. 72–91, 1999.
- ZAICOVSKI, M. B.; PRATES, J. E.; GUETTER, A. K. Produtos e disseminação climática no paraná. In: *XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu, PR*. [S.l.: s.n.], 2002.
- ZHANG, D. L.; FRITSCH, J. M. A case study of the sensitivity of numerical simulation of mesoscale convective systems to varying initial conditions. *Monthly Weather Review*, v. 114, p. 2418–2431, 1982.
- ZHANG, W.; MONTGOMERY, D. R. Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations. *Water Resources Research*, v. 30, p. 1019–1028, 1994.