

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL
ÁREA DE ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS E SANITÁRIA

**AVALIAÇÃO DE SIMULAÇÕES DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO POR UM
MODELO ATMOSFÉRICO EM BACIAS DO SEMIÁRIDO BRASILEIRO**

RENATO DE OLIVEIRA FERNANDES

Campina Grande, PB
Dezembro de 2009

RENATO DE OLIVEIRA FERNANDES

**AVALIAÇÃO DE SIMULAÇÕES DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO POR UM
MODELO ATMOSFÉRICO EM BACIAS DO SEMIÁRIDO BRASILEIRO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental da Universidade Federal de Campina Grande, como parte dos requisitos necessários para a obtenção do título de Mestre.

Orientadores:

Dr. Carlos de Oliveira Galvão

Universidade Federal de Campina Grande - UFCG

Dra. Ana Cláudia F. Medeiros Braga

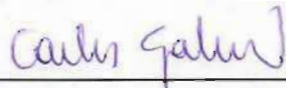
Universidade Federal da Paraíba - UFPB

Campina Grande, PB
Dezembro de 2009

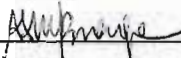
RENATO DE OLIVEIRA FERNANDES

AVALIAÇÃO DE SIMULAÇÕES DE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO POR UM
MODELO ATMOSFÉRICO EM BACIAS DO SEMIÁRIDO BRASILEIRO

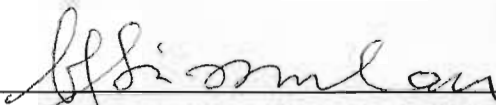
BANCA EXAMINADORA



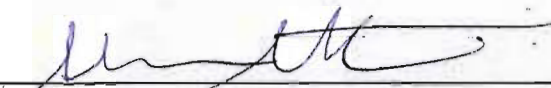
Dr. Carlos de Oliveira Galvão (Orientador)
Universidade Federal de Campina Grande - UFCG



Dra. Ana Cláudia F. Medeiros Braga (Orientadora)
Universidade Federal da Paraíba – UFPB



Dr. Vajapeyam S. Srinivasan (Examinador Interno)
Universidade Federal de Campina Grande - UFCG



Dr. Alexandre Araújo Costa (Examinador Externo)
Universidade Estadual do Ceará - UECE

FICHA CATALOGRÁFICA

B713g Fernandes, Renato de Oliveira.

2009 Avaliação de simulações de precipitação e vazão por um modelo atmosférico em bacias do semiárido Brasileiro / Renato de Oliveira Fernandes. — Campina Grande, 2009.
109f : il.

Referências.

Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.

Orientadores : Prof. Dr. Carlos de Oliveira Galvão e Prof^ª. Dra. Ana Cláudia Fernandes Medeiros Braga.

1. Hidrologia. 2. Hidrometeorologia. 3. Previsão de tempo. I. Título.

CDU – 551.579(043)

*À minha mãe Francisca,
pelo exemplo de vida*

AGRADECIMENTOS

Meus agradecimentos primeiramente a Deus pela sua presença constante em minha vida.

Aos meus orientadores Carlos Galvão e Ana Cláudia pelo encaminhamento da pesquisa, compreensão e disponibilidade.

Aos projetos SegHidro e REPENTE pela infra-estrutura computacional fornecida para a realização da pesquisa.

Ao laboratório MASTER do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP) pela disponibilização de parte das condições iniciais necessárias a execução do modelo atmosférico.

Ao Laboratório de Sistemas Distribuídos (LSD) da UFCG, pelo o apoio na preparação do ambiente para execução do modelo atmosférico através da pessoa de André Melo que se mostrou muito prestativo.

A todos do laboratório de hidráulica II/UFCG pelo apoio nos momentos de dificuldades e descontração nas inúmeras confraternizações realizadas. Em especial, a Rodolfo Nóbrega por ter incentivado a minha participação na pesquisa, a Marília Dantas, Heber de Andrade e John Elton pelas contribuições de forma direta ou indireta a realização desse trabalho.

Aos professores da área de recursos hídricos pelo conhecimento repassado e aos colegas de turma pelo compartilhamento das dificuldades e das superações.

A toda minha família. Aos meus pais, Jurandy e Francisca, aos meus irmãos Gerlan, Gerlandia e Raul pelo apoio e incentivo.

A minha querida Kaliane, pelo o amor, motivação e paciência.

Aos amigos Kiothenes Moreira e Elvis Soares a quem tenho compartilhado bons momentos e algumas conquistas.

A CAPES e ao projeto SegHidro pelo apoio financeiro.

A todos, os meus agradecimentos!

RESUMO

As regiões semiáridas apresentam alta variabilidade temporal e espacial da precipitação e ocorrência de eventos extremos como secas e cheias. A previsão da ocorrência desses eventos extremos possibilita a antecipação de ações mitigadoras. Os modelos atmosféricos, além de simularem as diversas variáveis meteorológicas, incluindo a precipitação, simulam fluxos de calor e água através dos esquemas solo-vegetação-atmosfera (SVAT) e realizam o balanço hídrico do solo possibilitando a obtenção do escoamento. Esta informação, entretanto, não tem sido suficientemente avaliada com finalidade de previsão hidrológica. Neste sentido, este trabalho avalia séries de precipitação e vazão simuladas por um modelo atmosférico regional em bacias hidrográficas do semiárido brasileiro nos primeiros semestres dos anos de 2004 a 2009. As simulações foram realizadas através do aninhamento do modelo atmosférico regional BRAMS ao modelo atmosférico global CPTEC. A resolução do modelo global foi de 100 km. O modelo regional foi aninhado no modelo global em duas grades com resoluções de 22 e 5,5 km. Para a obtenção da vazão nos exutórios das bacias, o escoamento simulado pelo BRAMS em cada ponto da grade de 5,5 km foi propagado na rede de drenagem. A avaliação foi realizada em 13 sub-bacias das bacias hidrográficas dos rios Piranhas-Açu e Apodi-Mossoró, localizadas na região semiárida dos Estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte. Os resultados obtidos indicaram: (a) deficiências na simulação da precipitação diária, apresentando superestimativa da ocorrência nas faixas de 10 a 20 mm e não representando a distribuição de frequência da precipitação observada; entretanto, estas deficiências foram bastante minimizadas com agregação da escala de análise através de médias espaciais nas bacias e do acúmulo para 10 dias; (b) superestimativa da vazão na maioria dos hidrogramas simulados em relação aos observados, causada, nos pontos da grade, pelo excesso de escoamento, aumento da umidade do solo e esgotamento da capacidade de armazenamento de água no solo.

Palavras-chave: hidrologia, hidrometeorologia, previsão de tempo.

ABSTRACT

Semiarid regions present high temporal and spatial variability of rainfall as well as the occurrence of extreme events, such as floods and droughts. Forecasting these extreme events is helpful for taking mitigation measures in advance. Atmospheric models can simulate several meteorological variables, among them precipitation, and fluxes of heat and water in the surface, through the Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Schemes (SVAT). The SVATs calculate the water balance in the soil and also runoff. Runoff information, however, has not been adequately evaluated with respect to hydrological forecasting. This work evaluates time series of precipitation and runoff simulated by a regional atmospheric model in hydrographic basins in the Brazilian semiarid region during the first six months of the years 2004 to 2009. The simulations were performed by nesting the BRAMS regional model into the CPTec global model. The global model resolution was 100 km. The regional model was nested in the global model using two grids of 22 km and 5,5 km. For obtaining hydrographs for each basin, runoff simulated by BRAMS at the 5,5 km grid-points was propagated through the drainage network. The performance was assessed in 13 sub-basins of the Piranhas-Açu and Apodi-Mossoró Basins, located in the semiarid region of the States of Paraíba and Rio Grande do Norte. The results showed: (a) deficiencies in the simulation of daily precipitation, with overestimation of the occurrence in the range of 10 to 20 mm and not representing the frequency distribution of observed precipitation; however, these deficiencies were minimized when aggregating the scale of analysis by areal averages in the basins and 10-day totals; (b) overestimation of discharge in the majority of simulated hydrographs when compared to the observed ones, due to, in the grid-points, excessive runoff and soil moisture as well as overflow of water storage capacity in the soil.

Keywords: hydrology, hydrometeorology, weather forecasting.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT.....	vii
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABELAS	xiv
Capítulo I	1
1. Introdução.....	1
Capítulo II	4
2. Fundamentação Teórica.....	4
2.1. Modelos atmosféricos	4
2.2. Previsão quantitativa da precipitação	6
2.4. Simulação de vazão através de modelos atmosféricos	10
Capítulo III	13
3. Metodologia	13
3.1. O modelo atmosférico BRAMS	14
3.1.1. Parametrização de superfície do BRAMS.....	15
3.1.1.1. Solo	19
3.1.1.2. Ar do dossel e vegetação.....	19
3.1.1.3. Água temporária na superfície e fluxos de umidade	20
3.1.2. Cálculo do escoamento	24
3.2. Área de estudo.....	25
3.2.1. Descrição geral	25
3.2.2. Parametrizações do modelo atmosférico BRAMS	26
3.2.3. Características climatológicas	27

3.2.4.	Características hidrológicas.....	30
3.3.	Dados observados e simulados.....	31
3.3.1.	Condições iniciais e de contorno	32
3.3.2.	Dados de superfície	32
3.4.	Determinação da vazão	35
3.5.	Extração das variáveis.....	36
3.6.	Propagação do escoamento	38
3.6.1.	O método de Muskingum-Cunge	38
3.7.	Esquema de propagação do escoamento.....	40
3.8.	Verificação das simulações de precipitação	43
3.8.1.	Probabilidade condicional de ocorrência da chuva	47
3.8.2.	Estatística de ocorrência de chuva.....	49
3.8.2.1.	Índices de verificação da previsão.....	49
3.8.3.	Correlação entre a chuva simulada e observada	51
3.8.4.	Correção da previsão de precipitação	52
3.9.	Avaliação das simulações de vazão	53
3.9.1.	Correlação entre a vazão simulada e observada	54
Capítulo IV	56
4.	Resultados e Discussão	56
4.1.	Avaliação das simulações de precipitação do modelo BRAMS	56
4.1.1.	Avaliação das simulações de precipitação do modelo BRAMS em períodos efetivos de chuva	60
4.1.2.	Índices de precisão e de tendência na simulação da precipitação.....	65
4.1.3.	Correção das simulações de precipitação.....	67
4.1.1.	Verificação da precipitação em diferentes escalas.....	71
4.2.	Avaliação das simulações de vazão	71

4.2.1. Processos hidrológicos	71
4.2.2. Vazão simulada	77
4.2.3. Coeficiente de desempenho na determinação da vazão.....	80
Capítulo V	84
5. Conclusões e Recomendações	84
Capítulo VI	888
6. Referências Bibliográficas	88
ANEXOS	103
ANEXO A – Índices de precisão da precipitação simulada para os períodos de simulação dos anos de 2004 a 2009	104
ANEXO B – Hidrogramas simulados e observados para o ano 2004	105
ANEXO C – Hidrogramas simulados e observados para o ano 2005	106
ANEXO D – Hidrogramas simulados e observados para o ano 2006.....	107
ANEXO E – Hidrogramas simulados e observados para o ano 2007	108
ANEXO F – Hidrogramas simulados e observados para o ano 2008	109

LISTA DE FIGURAS

Figura 2-1. Representação do fluxo de dados em modelo de previsão numérica de tempo	5
Figura 3-1. Fluxograma da metodologia utilizada para determinação da vazão a partir do modelo atmosférico BRAMS	14
Figura 3-2. Representação dos níveis verticais e de 5 sub-divisões da célula da grade do modelo (<i>patches</i>) no LEAF-3 (adaptado Walko et al., 2000).....	17
Figura 3-3. Representação dos fluxos de energia e umidade em dois <i>patches</i> na célula da grade do modelo (adaptado de Walko et al., 2000).	18
Figura 3-4. Esquema da água líquida no LEAF-3 (Braga, 2008).....	24
Figura 3-6. Mapa de localização das bacias hidrográficas (Fonte: ANA).....	25
Figura 3-5. Grades aplicadas ao modelo BRAMS (Braga, 2008).....	26
Figura 3-7. Precipitação média anual e postos fluviométricos selecionados que sofrem pouca interferência de reservatórios (adaptado de UFPB, 2001).	29
Figura 3-8. Média mensal da precipitação observada (A) e curva de permanência da precipitação mensal (B) para o posto Piancó no período 1911-2008.....	29
Figura 3-9. Comparação da densidade da rede pluviométrica e de um 'recorte' da resolução da grade do modelo atmosférico BRAMS sobre a bacia do Rio Piancó delimitada pelo posto fluviométrico do Sítio Vassouras.....	32
Figura 3-10. Representação de uma célula delimitada por quatro pontos de grade (Q_{11} , Q_{12} , Q_{21} , Q_{22}) e ponto de observação (P).....	36
Figura 3-11. Representação de trecho de um rio com vazão de entrada (I) e de saída (Q)	38
Figura 3-12. Representação em três dimensões das oito células vizinhas a uma célula central e a direção preferencial do fluxo de drenagem definido a partir da célula de menor altitude (adaptado de Paz et al., 2005)	41
Figura 3-13. Sub-bacias geradas com uma resolução de 5,5 km, drenagens e delimitação real das bacias hidrográficas (Braga, 2008).....	42
Figura 4-1. Viés do modelo BRAMS em simular a precipitação diária nos períodos de janeiro a junho (exceto 2005) nos anos 2004 a 2009.	56
Figura 4-2. Frequência da precipitação diária simulada pelo BRAMS a partir de determinados limiares nos dias em que a chuva observada foi zero ($P_{obs}=0$ mm) para 30 postos na bacia do Rio Piancó nos períodos simulados entre os anos 2004 a 2009.	59

Figura 4-3. Frequência dos erros cometidos pelo BRAMS em simular a precipitação diária observada em todos os períodos (2004 a 2009) em 30 postos pluviométricos na bacia do Rio Piancó.....	59
Figura 4-4. Gráfico de dispersão e da distribuição de frequência da chuva diária simulada e observada nos períodos efetivos de chuva (2004-2009) em 30 postos de observação na bacia do Rio Piancó.....	61
Figura 4-5. Histograma dos erros na simulação de precipitação diária durante os períodos efetivos de chuva em 30 postos de observação na bacia do Rio Piancó	62
Figura 4-6. Probabilidade de Detecção (PD) para as faixas de precipitação diária observada... 64	64
Figura 4-7. Histograma da precipitação diária simulada pelo BRAMS e observada nos postos pluviométricos para o período efetivo de chuva de 2006.	65
Figura 4-8. Índices de tendência (A) e de precisão (B, C e D) para as chuvas fortes e extremas simuladas pelo BRAMS para os anos de 2004-2009 na bacia do Rio Piancó	67
Figura 4-9. Índices BIAS (B), Taxa de Acerto (TA), Probabilidade de Detecção (PD) e Falso Alarme (FA) da precipitação diária simulada (Psimul.) e simulada corrigida (Psimul. corrig.) no posto Piancó para os períodos chuvosos (2004 a 2009).....	68
Figura 4-10. Série diária (24 horas) da precipitação acumulada observada, simulada e simulada corrigida para no postos Piancó e São José de Princesa nos períodos chuvosos dos anos 2004-2009.....	70
Figura 4-11. Correlação da chuva diária simulada e observada no período efetivo de chuva na bacia do Rio Piancó (A) em diferentes pontos, (B) chuva média diária observada e simulada, (C) chuva observada e simulada acumulada para 10 dias e (D) chuva média diária observada e simulada acumulada para 10 dias.....	70
Figura 4-12. Série da precipitação média diária simulada e observada na bacia do Rio Piancó acumulada para 10 dias nos períodos efetivos de chuva dos anos de 2004 a 2009 (com indicação da data inicial e final para cada período) e os respectivos coeficientes de correlação (r).....	71
Figura 4-13. Distribuição espacial e variação temporal da capacidade de armazenamento de água no solo para três dias no mês inicial (02/02), intermediário (02/04) e final (02/06/2007) da simulação.....	73
Figura 4-14. Precipitação simulada acumulada (A) capacidade de armazenamento de água do solo (B), precipitação simulada acumulada em vista 3D (C) e escoamento simulado nas células da grade do modelo na bacia (D), destacando alguns pontos que apresentaram excesso de escoamento (31/01/2004).	74

Figura 4-15. Série temporal da capacidade de armazenamento de água no solo (A), chuva acumulada (B) e umidade do solo (C) simulada pelo modelo BRAMS nos pontos identificados por P1 a P5 para o período de janeiro a junho de 2004.	76
Figura 4-16. Hidrograma da vazão simulada e observada e hetograma da precipitação média prevista e observada para o período de janeiro a junho de 2004 na bacia do Rio Piancó (delimitada pelo posto fluviométrico Piancó) apresentando os valores sem (A) e com (B) remoção do excesso de escoamento simulado nos pontos de grade	78
Figura 4-17. Vazão simulada pelo BRAMS e observada para os sub-bacias Emas e Aparecida para o período de janeiro a junho de 2008.....	79
Figura 4-18. Hidrogramas da vazão simulada e observada para o período de janeiro a junho de 2004.....	82

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1. Profundidade das camadas de solos.	19
Tabela 3.2. Configurações e parametrização usadas nas simulações no BRAMS.....	27
Tabela 3.3. Períodos de simulação com o modelo BRAMS.....	31
Tabela 3.4. Postos fluviométricos utilizados para a avaliação da vazão simulada	43
Tabela 3.5. Estratificação da precipitação simulada a ser avaliada	46
Tabela 3.6. Períodos efetivos de chuva analisados.....	47
Tabela 3.7. Representação de uma tabela de contingência 2x2 (A) e tabela de contingência 3x3 (B) reduzida a uma tabela 2x2 (C) (adaptado de Wilks, 2006).	48
Tabela 3.8. Tabela de contingência de dimensão 2x2*	50
Tabela 4.1. Tabela de contingência dos valores observados e simulados pelo BRAMS para os períodos de chuva efetiva nos anos de 2004-2009 em 30 postos pluviométricos na bacia do Rio Piancó.....	63
Tabela 4.2. Coeficientes de desempenho (NS) e de correlação da simulação da vazão sem os excessos de escoamento simulado na célula da grade do modelo para os períodos de simulação de 2004 a 2008.....	81

Capítulo I

1. Introdução

As regiões semiáridas apresentam altas variabilidades espacial e temporal da precipitação (Hastenrath e Greischar, 1993; Marengo et al., 2003). Especificamente no semiárido brasileiro se têm vivenciado dois extremos do clima, as secas e as cheias. Uma alternativa para minimizar os impactos negativos causados por esses extremos climáticos é a previsão da sua ocorrência através do uso de modelos de simulação hidrometeorológico, possibilitando a antecipação de ações mitigadoras.

Em uma das abordagens hidrometeorológicas, a previsão de vazão é realizada através do uso de modelos hidrológicos acoplados a modelos atmosféricos, no conhecido acoplamento unidirecional, onde o modelo hidrológico recebe a precipitação prevista pelo modelo atmosférico como dado de entrada para a previsão da vazão. Os modelos atmosféricos têm como objetivo principal simular o comportamento da atmosfera, enquanto que os modelos hidrológicos simulam os processos hidrológicos na escala da bacia hidrográfica, de maneira que nesse acoplamento a precipitação e vazão são representadas separadamente.

Para simular as diversas variáveis meteorológicas, os modelos atmosféricos necessitam de condições de contorno. No caso da superfície terrestre, essas condições de contorno são fornecidas pelos modelos de superfície terrestre (*Land Surface Models* - LSMs) do próprio modelo atmosférico, sendo os esquemas de transferência solo-vegetação-atmosfera (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer Schemes* - SVATs) muito comuns (Arora, 2001; Mölders e Rühaak 2002).

Os SVATs simulam fluxos de calor e água, sendo capazes de realizar o balanço hídrico do solo possibilitando, adicionalmente, a obtenção do escoamento. Assim, espera-se que, se os SVATs são capazes de simular os processos físicos de calor e água no sistema solo-vegetação-atmosfera para o fornecimento das condições de contorno

dos modelos atmosféricos de forma que, possam também ter potencial para simular, com eficiência, o escoamento superficial (Nasonova et al., 2009). De acordo com Braga (2008), apesar de alguns modelos atmosféricos não determinarem o escoamento superficial explicitamente, o cálculo do mesmo existe conceitualmente nas suas estruturas, necessitando apenas de adaptações nos seus algoritmos.

Particularmente na comunidade de hidrologia, têm-se questionado a eficiência dos modelos atmosféricos em simular o escoamento através dos LSMs (Nasonova e Gusev, 2007). Entretanto, Nasonova et al. (2009) mostrou, através de simulações e em modo desacoplado ao modelo atmosférico, que um LSM pode ser tão eficiente na simulação de vazão quanto um modelo hidrológico, desde que, assim como no modelo hidrológico, seus parâmetros sejam ajustados adequadamente. Dessa forma, foi mostrada a potencialidade do LSM na simulação da vazão. Por outro lado, a simulação da vazão pelo modelo atmosférico, sem intervenções de calibração de parâmetros, torna os resultados passíveis de maiores incertezas (na qualidade das condições de contorno, na interação entre os diversos esquemas de parametrizações, etc.). Uma das maiores fontes de incerteza é a simulação da precipitação que, portanto, merece atenção especial na avaliação das simulações produzidas pelos modelos atmosféricos.

Simulações com modelos atmosféricos para períodos longos e com alta resolução espacial tornam-se computacionalmente onerosos, exigindo capacidade de processamento e de armazenamento de uma massa de dados relativamente grande. Recentemente, projetos como o COPAD (Cooperativa de Processamento de Alto Desempenho), o SegHidro (Segurança Hídrica: grades apoiando a gestão sustentável dos recursos hídricos para usos urbano, rural e agrícola) e o REPENTE (Rede de Monitoramento e Previsão de Eventos Extremos e seus Impactos no Nordeste), entre outros, passaram a prover a infra-estrutura computacional necessária através do compartilhamento de dados e modelos, viabilizando o acesso de centros de pesquisa menores que não dispõem dessa infra-estrutura e, conseqüentemente, estudos dessa natureza.

Nesse sentido, este trabalho tem como objetivo geral a avaliação das simulações de precipitação e vazão por um modelo atmosférico, comparando as

respostas geradas com séries de vazões observadas em bacias do semiárido brasileiro.

Os objetivos específicos desta pesquisa são:

- geração de séries de seis anos de simulações de precipitação e vazão para o período efetivo de chuva do semiárido brasileiro, através de um modelo atmosférico regional aninhado em um modelo atmosférico global e de um algoritmo de propagação de vazões na rede de drenagem das bacias hidrográficas;
- avaliação das simulações de precipitação em diferentes escalas espacial e temporal e verificação da aplicabilidade de um método de correção dos possíveis erros sistemáticos associados à simulação;
- avaliação das simulações de escoamento superficial e da vazão propagada nas bacias hidrográficas e análise das principais variáveis do SVAT do modelo atmosférico.

2. Fundamentação Teórica

2.1. Modelos atmosféricos

Os modelos atmosféricos são modelos desenvolvidos para simular o comportamento da atmosfera. Nesses modelos, a atmosfera é representada por um sistema complexo de equações matemáticas nas quais, baseados nas leis físicas da atmosfera, é simulado o estado futuro da atmosfera a partir de condições iniciais específicas. Nos modelos atmosféricos alguns processos físicos como radiação, precipitação, nuvens e trocas de energia e massa à superfície são representados através de parametrizações. Na descrição da atmosfera, os modelos atmosféricos a dividem em camadas verticais, enquanto a superfície é dividida numa malha horizontal, ou grade, com diversos nós onde as equações são calculadas formando dessa forma uma malha tridimensional.

Os Modelos Atmosféricos de Circulação Global (MCGs) simulam o comportamento de todo o planeta e os Modelos de Circulação Regional (MCRs) simulam o comportamento da atmosfera para uma área delimitada ou específica. Os MCGs possuem resolução na ordem de várias dezenas ou algumas centenas de quilômetros, sendo capazes de representar o comportamento de fenômenos de grande escala (Kalma e Calder, 1994), enquanto que os MCRs possuem resolução na ordem de poucas dezenas de quilômetros sendo capazes de representar comportamento de mesoescala em uma área específica (Pielke, 2002). Uma das vantagens dos MCRs é a possibilidade de melhor representar características locais, através de parametrizações e dados mais detalhados de superfície, através do uso de maior resolução espacial, capaz de capturar melhor os aspectos regionais ou locais (como por exemplo, topografia), que podem influenciar nos resultados das simulações.

Entre os MCRs mais utilizados pelos centros de pesquisa estão: RAMS - Regional Atmospheric Modeling System (Cotton et al., 2001; Pielke et al., 1992), o ARPS - Advanced Regional Prediction System (Xue et al., 2001), o MM5 - Penn State Mesoscale Model (Anthes e Warner, 1978) e o WRF - Weather Research and Forecasting (Michalakes et al., 1998), entre outros.

Para se fazer previsões de um estado futuro da atmosfera (por exemplo a previsão quantitativa de precipitação) com os MCRs, o mesmo é executado com as condições iniciais que descrevem o estado atual observado na atmosfera e recebem como condição de contorno as previsões realizadas por um MCG em maior escala (Figura 2-1) (Nobre, et al., 2001; Druyan, et al., 2002; Sun, et al., 2005). As equações são resolvidas no tempo para obtenção de informações do comportamento da atmosfera num tempo futuro. Essa transferência de informação da maior escala (MCG) para uma escala menor (MCR) é geralmente realizada através do *downscaling* dinâmico através do aninhamento dos resultados da modelagem em grande escala (MCG) para o MCR com resolução mais alta.

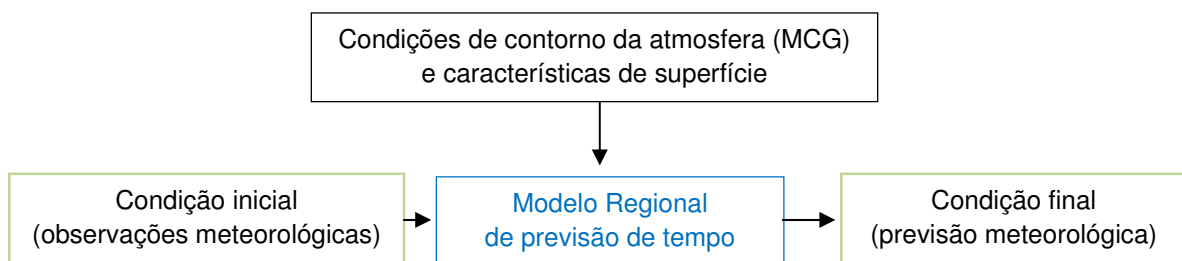


Figura 2-1. Representação do fluxo de dados em modelo de previsão numérica de tempo

Adicionalmente, pode-se refinar a resolução do MCR cada vez mais através do aninhamento sucessivo de outras grades de maior resolução no domínio de sua grade. Por outro lado, o aumento da resolução das grades dos modelos exige maior poder computacional para o cálculo das diversas equações matemáticas, de forma que deve haver uma compatibilização entre o poder computacional e o objetivo da simulação.

A diferença entre o estado real da atmosfera e o previsto pelo modelo tende a aumentar com o tempo de alcance da previsão (Lin et al., 2004). Isto ocorre

principalmente devido a dois tipos de erros ou incertezas (Anthes et al., 1989): (a) erro devido às aproximações físicas do modelo numérico e (b) erros cometidos na informação das condições iniciais que acabam por serem amplificadas com o tempo de integração do modelo devido à não linearidade do conjunto de equações (Lorenz, 1979).

Previsão e simulação são diferenciadas pelo fato que, na primeira, o modelo atmosférico utiliza dados observados somente como condição inicial e as condições de contorno são previsões obtidas de um MCG, enquanto que, na segunda são utilizadas observações como condição inicial e de contorno durante o tempo de execução (Anthes et al., 1989).

2.2. Previsão quantitativa da precipitação

Previsão quantitativa de precipitação (PQP) é um pré-requisito para a previsão de vazão, principalmente quando o tempo de antecedência da previsão ultrapassa o tempo de concentração da bacia hidrográfica. Por outro lado, a precipitação é uma das variáveis meteorológicas mais difíceis de serem previstas, porque é resultante de muitos processos complexos que podem ocorrer em várias escalas, desde grandes massas de ar até eventos convectivos extremamente localizados (Ganguly e Bras, 2003). Além disso, a precipitação sofre forte influência das características de superfície, tem grande sensibilidade à condição inicial e à física do modelo atmosférico (Anthes, et al., 1989).

Os seguintes tipos de previsão de precipitação são enumerados por Collier e Kzyzysztowicz (2000): previsão quantitativa de precipitação (PQP), previsão quantitativa probabilística de precipitação (PQPP) e previsão por conjunto (*ensemble*). Seguindo os mesmo autores, em relação ao tempo de antecedência, a previsão pode ser classificada como: previsão em tempo real (*Nowcasting*), em que a antecedência é de 0 a 3 horas, previsão de curto prazo, em que a antecedência é de 6 a 24 horas, e previsão de longo prazo ou de clima, em que a antecedência da previsão é de 3 a 24 meses.

Para a previsão dos padrões da precipitação em tempo real podem-se utilizar os métodos de *nowcasting*. Um exemplo é a estimativa da precipitação por satélite (ou radar) que, apesar de capturar em muito bem o estado atual da atmosfera, não representam a física dos processos e perdem rapidamente qualidade com o aumento do alcance da previsão (Smith e Austin, 2000). Ao contrário de alguns métodos de *nowcasting*, os modelos atmosféricos de previsão de tempo representam a física dos sistemas de mesoescala e conseguem melhor qualidade para previsões de precipitação com alcances maiores (Schuurmans e Bierkens, 2009).

Com a melhoria das parametrizações e o aumento do poder computacional, nessa última década, têm-se observado grande avanço na qualidade das previsões de precipitação (Hollingsworth, 2003; Collier e Krzysztofowicz, 2000; Damrath et al., 2000; Golding, 2000; Mao et al., 2000; McBride e Ebert, 2000; Mullen e Buizza, 2001). Os avanços na qualidade da previsão quantitativa da precipitação têm incentivado a previsão de vazão através do uso combinado de modelos atmosféricos e hidrológicos mostrando resultados animadores (Yu et al., 1999; Araújo Filho e Moura, 2000; Ibbitt et al., 2000; Bartholmes e Todini, 2005). Os avanços na qualidade e nas técnicas de análise da previsão quantitativa de precipitação de modelos atmosféricos, no Brasil (Chiba e Gandu, 2000; Aragão et. al. 2006; Coutinho et al., 2006; Santos et al., 2009) e no mundo (Boushaki et al., 2009; Zhang et al., 2009), resultam da interação entre áreas do conhecimento, que tem objetivado compreender os padrões de ocorrência da precipitação no espaço e no tempo. Essa compreensão tem sido buscada através do desenvolvimento e da implementação de sistemas de previsão de tempo, do uso de radares modernos, aplicação de ferramentas estatísticas sofisticadas e dos avanços da tecnologia da informação, que possibilitou o acesso aos produtos gerados pelos modelos atmosféricos, incentivando o seu uso.

Apesar dos avanços na qualidade da previsão da precipitação, a sua determinação em quantidade, no espaço e no tempo ainda é passível de muitos erros, devido a fatores simultâneos como movimento de grandes massas de ar e vórtices em microescala, propriedade dos aerossóis e processos microfísicos como o crescimento e evaporação de gotas de água. Na tentativa de melhorar as previsões de precipitação

tem sido muito comum a aplicação de técnicas para correção dos erros sistemáticos cometidos pelos modelos (Fuchs et al., 2001; Wood et al., 2002; Tucci et al., 2003; Ines e Hansen, 2006; Misra, 2007). As técnicas de correções são, geralmente, baseadas nas séries climatológicas observada e simulada pelo próprio modelo, de maneira que os erros sistemáticos do modelo atmosférico são atenuados. Um exemplo do uso dessa metodologia é apresentado por Oliveira et al. (2005) que mostraram que a precipitação mensal prevista sem correção não apresentava correlação com os dados observados e que, depois da correção, a correlação passou a existir na ordem de 70%.

2.3. Parametrizações de superfície

Para simulações de tempo ou clima em MCR e MCG é necessário realizar o balanço de água e calor na superfície (Hurk et al., 2002). Este balanço é feito por modelos de superfície terrestre (do inglês LSM). Os LSMs são algoritmos de simulação das trocas de energia, massa e quantidade de movimento entre a atmosfera e a superfície sendo classificados em três categorias principais (Foley, 1995): modelos solo-vegetação-atmosfera (SVATs), modelos biogeoquímicos terrestres (TBMs) e modelos potenciais de vegetação (PVMs), sendo os SVATs muito utilizados em MCR.

A função principal dos SVATs é fornecer de forma iterativa as condições físico-hidrológicas, termodinâmica e dinâmica, que são as condições de contorno inferior para os modelos atmosféricos (Avisar, 1998). O desenvolvimento dos SVATs surgiu da necessidade de se obter simulações de tempo e clima de forma mais realística. As primeiras inclusões de parametrização de superfície em MCGs ocorreram nos anos sessenta, objetivando melhor representar a contribuição da componente hidrológica na circulação global.

Um modelo simples é o chamado “modelo de reservatório”, descrito por Manabe (1969) em que o escoamento superficial é gerado a partir do excesso de umidade causado pela precipitação. Essas eram parametrizações simples, as quais não consideravam o efeito da vegetação e ignoravam a distribuição espacial de uso do solo, tipos de solos e a sazonalidade da vegetação (Chen et al., 2001). No final dos anos setenta algumas novas propostas de parametrização dos processos de superfície acoplados a MCG foram feitas (Deardorff, 1978; McCumber e Pielke, 1981 e Yamada,

1982). Anos depois, surgiram as parametrizações de superfície que consideram as camadas de solos de forma explícita e atribuem à vegetação um papel importante no balanço de energia (Avisar e Pielke, 1989; Entekhabi e Eagleson, 1989). São exemplos de pesquisas realizadas nesse âmbito; o projeto internacional MOPEX - Model Parameter Estimation Experiment, que visa, entre outros objetivos, o desenvolvimento e o avanço de técnicas para estimativa de parâmetros em esquemas de parametrização da superfície terrestre (Duan et al., 2006); o projeto GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment) do Programa Mundial de Pesquisa Climática (WCRP) com meta principal de reproduzir e prever o regime hidrológico mundial e os impactos da dinâmica da atmosfera e da superfície (Petroniro e Soulis, 2003); PILPS (Project for Intercomparison of Land-Surface Parametrization Schemes) que foi um projeto de comparação entre diversos esquemas de parametrização da superfície com o objetivo de elaborar e validar novas parametrizações de superfície, para uso em modelos climáticos (Pitman et al., 1993) e ABRACOS (Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study), que teve como um dos objetivos a parametrização e validação de MCGs sobre a floresta Amazônica a partir do monitoramento do clima e das condições de superfície afetadas pelo desmatamento (Wright, 1996).

Um exemplo dos benefícios que um SVAT apropriado pode trazer para a previsão de precipitação e na simulação dos campos precipitação foi apresentado por Chen et al. (1999), que compararam simulações de um evento de cheia para a bacia do Rio Buffalo no Colorado, usando dois esquemas de parametrização de superfície acoplados ao modelo atmosférico MM5 (Modelo de Mesoescala, versão 5). Um dos modelos de superfície usado foi o 'slab soil model', que simulou baixa precipitação na região da bacia, apresentando a área de chuva máxima fora da área da bacia e com padrão de distribuição diferenciado do observado. Em contraste, o segundo modelo de superfície usado, baseado em Chen et al. (1996), produziu áreas de precipitação próximas da observada e com distribuição espacial semelhante às observadas.

2.4. Simulação de vazão através de modelos atmosféricos

Os SVATs, que inicialmente foram desenvolvidos para fornecer as condições de contorno para os modelos atmosféricos utilizando uma formulação física simples, têm evoluído para modelos complexos que simulam diversas variáveis, incluindo o escoamento. Desta forma, no contexto hidrológico, as tarefas principais dos SVATs são segundo Hurk et al. (2002): (a) separação da precipitação excedente (e derretimento de neve) em escoamento e armazenamento de água na zona não saturada e (b) representação da água acumulada no solo que retornará para atmosfera por meio da evaporação direta e da evapotranspiração das plantas. Estas variáveis são calculadas pelos modelos atmosféricos em cada ponto de grade de onde pode ser obtido o escoamento e em seguida propagar na rede de drenagem para a determinação da vazão no exutório da bacia.

Testes de longo prazo e em diversas bacias mostraram que os LSMs têm potencialidade para simular o escoamento com tanta eficiência quanto um modelo hidrológico (Nasonova e Gusev, 2007), além disso, podem contribuir na qualidade da previsão quantitativa de precipitação, principalmente na predominância de convecção (Chen et al., 2001) através do fornecimento de condições de superfície mais compatível com a realidade.

Exemplo da eficiência de um LSM na simulação do escoamento é apresentado por Nasonova e Gusev (2007) e Nasonova et al. (2009), que em modo desacoplado ao modelo atmosférico, compararam o escoamento diário simulado pelo LSM SWAP (Soil–Water–Atmosphere–Plant) (Gusev e Nasonova, 2000) com o modelo hidrológico Sacramento (Gan e Burges, 2006) em 12 bacias experimentais. Os resultados mostraram que o LSM pode simular o escoamento com tanta eficiência quanto o modelo hidrológico, desde que, assim como nos modelos hidrológicos, realize o ajuste nos parâmetros do LSM através do uso de técnicas de calibração. Esse resultado é importante porque mostra as potencialidades e a coerência desse modelo de superfície na representação dos processos hidrológicos. Por outro lado, a execução conjunta de um LSM acoplado ao modelo atmosférico pode gerar resultados ruins

devido à não calibração dos parâmetros e da interação entre os outros esquemas de parametrizações presentes no modelo atmosférico (Dereczynski et. al., 2006).

Outros trabalhos mostram tentativas de se obter a vazão a partir dos SVATs de MCGs (Kuhl e Miller, 1992; Miller, 1994; Liang et al., 1994) e de MCR (Hurk et al., 2001; Braga, 2008) para determinação do escoamento superficial. No trabalho de Braga (2008) foi avaliada a vazão simulada em bacias do semiárido nordestino através do LEAF-3 (SVAT) acoplado ao BRAMS. No trabalho citado foram realizados quatro experimentos em eventos diferenciados com objetivo de avaliar o escoamento gerado e testar a sensibilidade do SVAT às parametrizações de superfície. Os resultados obtidos indicaram superestimativa da vazão simulada causada em parte pela superestimativa da precipitação simulada e pela subestimativa dos fluxos de umidade do solo para o dossel das plantas. Nesse mesmo trabalho foi mostrado que a geração do escoamento no exutório das bacias é sensível a parametrização das camadas de solo no SVAT utilizado.

Na verificação da sensibilidade de dois SVATs acoplados a um modelo atmosférico regional na simulação de precipitação e do escoamento Hurk et al., (2001) utilizaram o esquema de superfície terrestre presente no MCG ECMWF (Viterbo e Beljaars, 1995) e no ECHAM4 (Dümenil e Todini, 1992), acoplaram ao modelo atmosférico regional RACMO (Christensen et al., 1996) e compararam os resultados com a vazão simulada pelo modelo hidrológico HBV-Baltic (Graham, 1999) calibrado para a bacia e inicializado com a precipitação observada. Os resultados mostraram que a simulação espacial e temporal da precipitação é sensível à escolha do SVAT a ser acoplado ao modelo atmosférico, pois as vazões geradas pelos dois SVATs apresentam padrões diferenciados. O SVAT ECMWF mostrou baixa variabilidade no escoamento e altas frequências, enquanto que o SVAT ECHAM4 apresentou boa resposta à variabilidade e melhor ajuste ao escoamento simulado pelo modelo hidrológico.

Esquemas de superfície executados com as condições observadas (em modo desacoplado) podem gerar simulações realistas tais como as obtidas por Xue et al. (1991) usando o Simplified Simple Biosphere Model (SSiB) sobre a Bacia Amazônica. No entanto, alguns erros surgem quando o esquema é executado conjuntamente com um

modelo atmosférico, como comumente é utilizado para previsão de tempo e clima. Esses erros podem ocorrer devido às interações com outras parametrizações presentes nos modelos atmosféricos (Dereczynski et. al. 2006). Assim, a verificação da qualidade do escoamento simulado pelos esquemas de superfície deve ser feita com os mesmos acoplados ao modelo atmosférico, de maneira a considerar todas as influências da estrutura do modelo na determinação das variáveis hidrológica de superfície. Alguns trabalhos apresentaram resultados com grandes desvios na determinação do escoamento (Douville, 1998, Decharme e Douville, 2006) já outros apresentaram resultados promissores (Gusev e Nasonova, 2001). As diferentes respostas de diferentes SVATs indicam a necessidade de se melhor investigar a geração de escoamento a partir dos SVATs.

Nesse contexto, essa pesquisa objetiva em colaborar no avanço da metodologia descrita por Braga (2008) para a simulação da vazão em bacias do semiárido. Isso será realizado através da avaliação das simulações de precipitação e vazão realizada pelo modelo atmosférico regional BRAMS. Dessa forma poderá se verificar o impacto de diferentes variáveis, especialmente a precipitação, no cálculo do escoamento superficial simulado pelo SVAT do BRAMS (LEAF-3).

Capítulo III

3. Metodologia

Esse trabalho é parte da evolução de uma linha pesquisa na Universidade Federal de Campina Grande (UFCG) que, em 2005, fomentada pelos projetos COPAD (Cooperação de Processamento de Alto Desempenho) e SegHidro (<http://seghidro.lsd.ufcg.edu.br/>), que possibilitaram a operacionalização do modelo atmosférico BRAMS (<http://brams.cptec.inpe.br/>).

Atualmente o projeto REPENTE (Rede de monitoramento e previsão de eventos extremos e seus impactos no Nordeste), projeto do qual essa pesquisa faz parte, têm incentivado a pesquisa de sistemas de previsão de eventos extremos no Nordeste através do uso de modelos atmosféricos.

O modelo atmosférico utilizado nessa pesquisa é o BRAMS (Fazenda et al., 2007) na sua versão 4.2, que foi executado para os seis primeiros semestres dos anos de 2004 a 2009, objetivando simular a precipitação e a vazão em bacias hidrográficas do semiárido brasileiro.

Para a compreensão das respostas do BRAMS em simular a vazão, foram avaliadas outras variáveis que interferem diretamente na geração do escoamento, como por exemplo, a umidade e capacidade de armazenamento de água do solo. Foram também analisadas as respostas do modelo em simular a chuva quando modificada a escala espacial e temporal através da média espacial na bacia e da chuva diária acumulada.

Quanto à determinação da vazão a partir do BRAMS, é utilizada a metodologia proposta por Braga (2008) na qual são explicitadas as variáveis necessárias à determinação do escoamento no SVAT do BRAMS, realizado o cálculo do escoamento em cada ponto de grade do modelo atmosférico que estão no domínio da bacia,

propagado na rede de drenagem e por fim realizada a verificação e análise da vazão simulada com a vazão observada.

A metodologia utilizada é resumida no fluxograma da Figura 3-1 e detalhada nos itens posteriores.

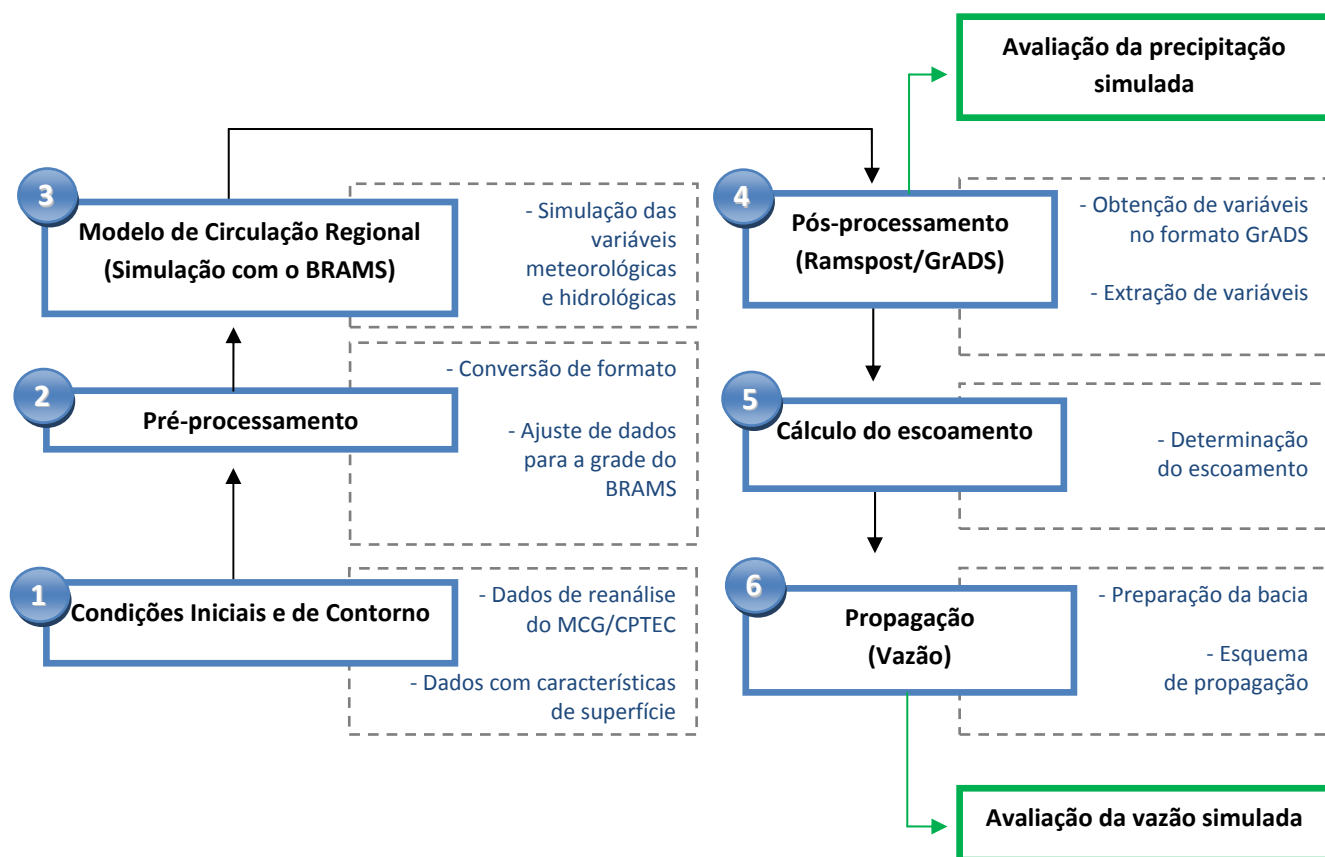


Figura 3-1. Fluxograma da metodologia utilizada para determinação da vazão a partir do modelo atmosférico BRAMS

A infra-estrutura computacional para realização dessa pesquisa foi provida através dos projetos REPENTE e SegHidro.

3.1. O modelo atmosférico BRAMS

O BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modelling System) é um Modelo de Circulação Regional (MCR), ou simplesmente Modelo Atmosférico Regional, adaptado para os trópicos a partir do RAMS (Regional Atmospheric Modeling System). O RAMS é

um MCR que foi desenvolvido por cientistas da Universidade Estadual do Colorado a partir da unificação do código de outros modelos já existentes (Trípoli e Cotton, 1982; Pielke et al., 1992; Walko et al., 1995). Na fusão dos códigos, algumas melhorias foram inseridas no RAMS entre as quais o aninhamento de grades é considerada uma das principais (Gomes, 1996). O código desse modelo é altamente flexível e versátil, sendo possível a ativação de diferentes opções e parametrizações conforme o interesse do trabalho. O modelo RAMS, como todo modelo regional, recebe as condições de contorno fornecidas por um MCG.

O BRAMS é baseado no RAMS com algumas funcionalidades novas e parametrizações para os trópicos. O BRAMS está sendo desenvolvido em sucessivas versões, tendo início em um projeto de pesquisa em 2002/2003 financiado pela FINEP (Financiadora de Estudos e Projetos) (Fazenda et al., 2007). A quarta versão do BRAMS é resultado do melhoramento (computacional e meteorológico) do BRAMS 3.2 *plus* com algumas correções baseadas no RAMS 6.0. Recentemente, foi lançada a segunda revisão da quarta versão do BRAMS (BRAMS 4.2 *released*) com melhoramento no código fonte para processamento em paralelo, novos dados de vegetação unificada para BRAMS/CATT (BRAMS/Coupled Aerosol and Tracer Transport) BRAMS/TEB-SPM (BRAMS/Town Energy Budget- Simplified Photochemical Model) e reparação de erros. Essa pesquisa utiliza o BRAMS 4.2 com o SVAT adaptado por Braga (2008) para obtenção das variáveis necessárias a geração do escoamento.

3.1.1. Parametrização de superfície do BRAMS

O esquema solo-vegetação-atmosfera (SVAT) presente no BRAMS 4.2 é o Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model (LEAF) na sua versão 3. O LEAF-3 (Walko e Tremback, 2005) é uma evolução do LEAF-2 (Walko et al., 2000) que inclui melhor representação dos parâmetros da vegetação através do NDVI (Normalized Difference Vegetation Index).

As parametrizações de superfície presentes no LEAF incluem equações de prognóstico para a temperatura do solo e sua umidade em múltiplas camadas, temperatura da vegetação e água na superfície incluindo orvalho e chuva

interceptada, cobertura de neve e energia térmica, e temperatura e razão de mistura do vapor de água do ar do dossel (Walko e Tremback, 2005). Os termos de fluxos nessas equações incluem trocas turbulentas, condução de calor, difusão de água e percolação nas camadas do solo, transferência radiativa de ondas curtas e ondas longas, e transpiração e precipitação.

Assim como na versão anterior (LEAF-2), no LEAF-3 são representados aspectos de superfície como: vegetação, solos, corpos de água, cobertura de neve e a influência de uma variável na outra, bem como na atmosfera.

Aspectos de superfície como vegetação, solos e corpos de água geralmente apresentam variações espaciais em sub-grade (no interior de cada célula) ocasionada pela resolução da grade do modelo atmosférico, que apesar de utilizada em alta resolução, pode captar diferentes respostas devido às variações em escalas mais refinadas na superfície (Lakhtakia et al., 1999; Roberts et al., 2009; Yu, 2000). No LEAF-3 essas variações são representadas através das chamadas *patches* (manchas), que subdividem a célula da grade do modelo e interagem com a coluna de ar da atmosfera em proporção com sua área de cobertura. A Figura 3-2 mostra a representação de uma célula da grade do modelo, apresentando a divisão dessa célula em 5 *patches* (P1, P2, P3, P4 e P5) e os diferentes níveis verticais nos quais são calculados os fluxos de energia e umidade.

Como indicado na Figura 3-2, a célula pode ser subdividida em diferentes *patches*. O solo e cobertura de neve podem ser representados por múltiplas camadas. A vegetação e o ar do dossel (apesar de representados na Figura 3-2 em cores diferentes) são os mesmos são representados pelo modelo em um único nível (Walko et al., 2000). Como padrão, o BRAMS admite para cada célula no mínimo um *patch* preenchido com água e outro preenchido por solo e vegetação.

Em cada *patch* são aplicadas equações de conservação da energia e umidade para vegetação, ar do dossel, solo e cobertura de neve (sendo acrescentado um termo de armazenamento para cada um destes componentes) bem como a parametrização dos fluxos entre eles. A Figura 3-3 mostra uma representação esquemática dos fluxos de radiação de ondas longas (setas em cor vermelha), calor sensível (setas em cor

roxa) e água (setas em cor azul) apresentado por Walko et al., (2000), dos quais os fluxos de água terão atenção especial nesse trabalho.

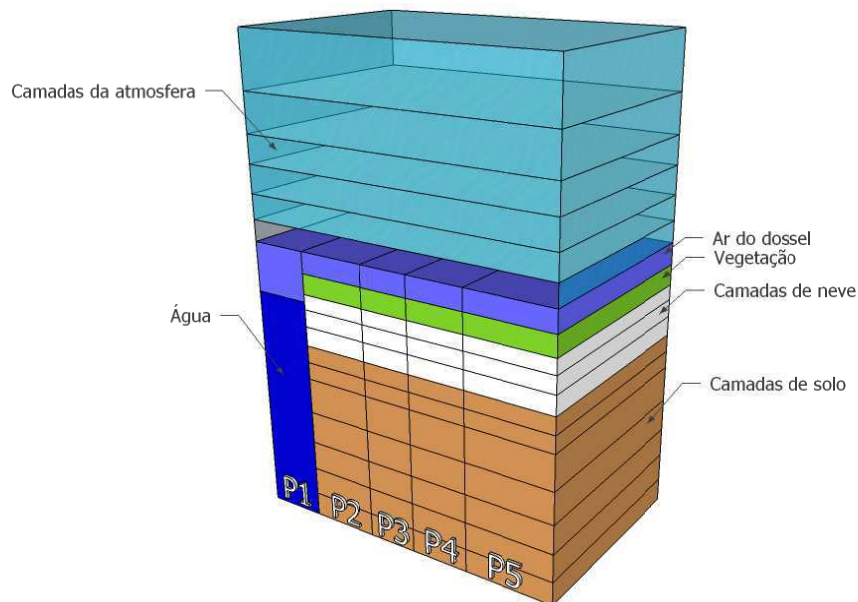


Figura 3-2. Representação dos níveis verticais e de 5 sub-divisões da célula da grade do modelo (*patches*) no LEAF-3 (adaptado Walko et al., 2000).

A representação dos dois *patches* na célula da grade do modelo atmosférico mostrado na Figura 3-3 mostra duas camadas de solo (G1 e G2) e um nível no qual é representado o ar do dossel (C) e cobertura parcial da vegetação (V). Em adicional o *patch 2* possui duas camadas de neve (S1 e S2). Os fluxos são representados por setas coloridas com a indicação de cada fluxo por letras que possuem o seguinte significado: a primeira letra indica se o fluxo é de água (w), calor sensível (h) ou de radiação de ondas longas (r), a segunda e a terceira letra indicam a fonte e o receptor do fluxo, respectivamente sendo: 'g' para o solo, 's' para neve, 'v' para vegetação, 'c' para o dossel e 'a' para atmosfera. Por exemplo, o fluxo 'wgvc' refere-se ao fluxo de água do solo para o dossel via vegetação através da evapotranspiração.

Os fluxos de água ou umidade, indicados na Figura 3-3 com setas na cor azul, são fluxos entre camadas de solo (wgg), solo-vegetação e ar do dossel (wgvc), solo e ar do dossel (wgc), camada de solo e de neve (wgs), entre as camadas de neve (wss),

camada de neve e o dossel (wsc), vegetação e neve (wvs), vegetação e ar do dossel (wvc), ar do dossel e atmosfera (wca), atmosfera e vegetação (wav), ar do dossel e atmosfera (wca) e atmosfera e neve (was).

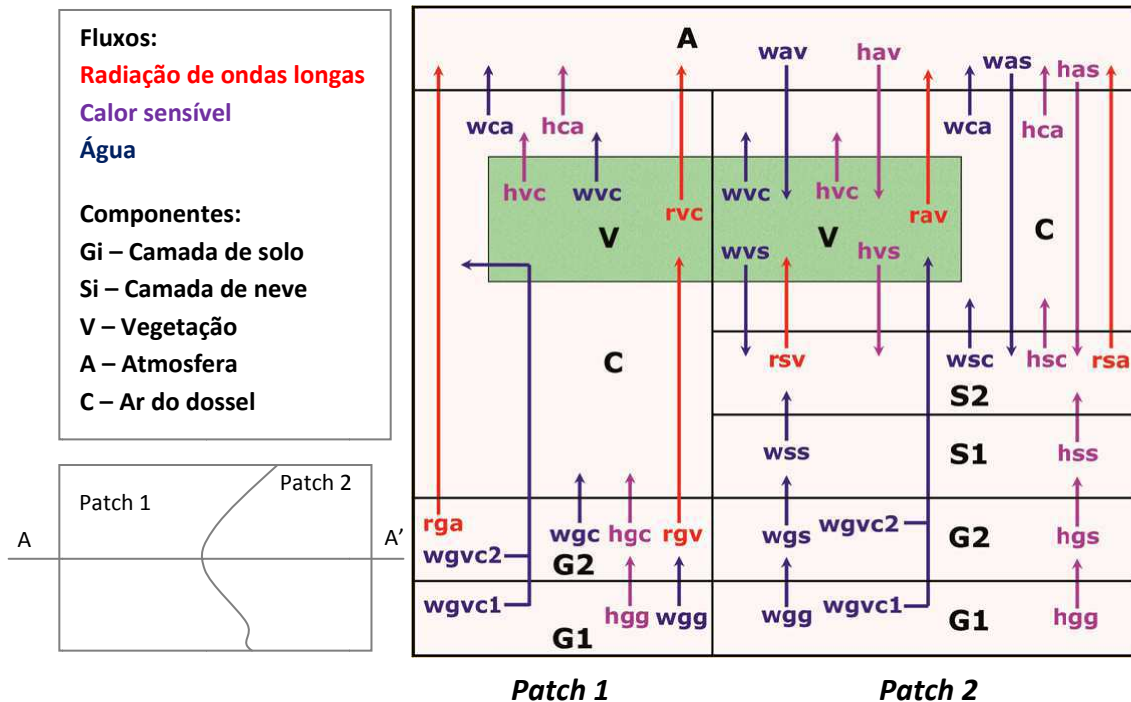


Figura 3-3. Representação dos fluxos de energia e umidade em dois *patches* na célula da grade do modelo (adaptado de Walko et al., 2000).

Para o exemplo da Figura 3-2, as variáveis de superfície contidas no BRAMS, definidas no arquivo de configuração do modelo, assumiriam os seguintes valores: cinco *patches* por célula (NPATCH=5), sete camadas de solos (NZG=7), três camadas de neve (na variável NZS pode-se determinar o valor máximo) e quatro *patches* preenchidos por vegetação (NVEGPAT=4).

A descrição das parametrizações da superfície descritas nos itens a seguir são apresentadas na forma descrita por Braga (2008) e baseadas em Walko et al. (2000) que apresenta a formulação teórica.

3.1.1.1. Solo

Os fluxos de umidade entre as camadas de solo (wgg) (equação (3.1)) são parametrizados de acordo com um modelo de múltiplas camadas, descrito por Tremback e Kessler (1985). Esse modelo é uma modificação dos esquemas propostos por Mahrer e Pielke (1977) e McCumber e Pielke (1981). Os parâmetros $K\eta$ e ψ são modelados de acordo com Clapp e Hornberger (1978) e van Genuchten (1980).

$$F_{wgg} = -\rho_w K_{\eta} \frac{\partial(\psi + z)}{\partial z} \quad (3.1)$$

em que:

ρ_w - densidade da água líquida

$K\eta$ - condutividade hidráulica ($m.s^{-1}$)

ψ - potencial de umidade (m)

z - profundidade (m)

As espessuras individuais das camadas de solos são geralmente definidas entre 3 a 30 cm e sua profundidade em relação à superfície chega a alguns metros. A variável profundidade das camadas de solo é determinada no arquivo de configuração do BRAMS através da variável SLZ. Nas simulações aqui apresentadas, o solo foi configurado em nove camadas de solo com as profundidades indicadas na Tabela 3.1.

Tabela 3.1. Profundidade das camadas de solos.

Camada	9	8	7	6	5	4	3	2	1
Profundidade (m)	2,00	1,75	1,50	1,25	1,00	0,75	0,50	0,25	0,05

3.1.1.2. Ar do dossel e vegetação

Nas áreas vegetadas, o ar próximo à superfície e que é influenciado pela vegetação é chamado de ar do dossel. As trocas de calor e umidade entre o ar do

dossel e a vegetação, e a resistência à transpiração por parte da vegetação são representados pela formulação de Lee e Pielke (1992). Na presença de neve, os fluxos turbulentos entre o ar do dossel e a atmosfera são baseadas na teoria da similaridade descrito por Louis et al. (1981).

Os fluxos de umidade produzidos em superfície pelas parametrizações microfísicas e convectivas são divididos entre a vegetação e os componentes de água na superfície, de acordo com a vegetação presente em cada *patch*. Quando a quantidade de umidade da vegetação excede o valor que ela pode armazenar, o excesso é tirado da vegetação para ser colocado na categoria de água de superfície.

3.1.1.3. Água temporária na superfície e fluxos de umidade

A água temporária na superfície é definida como a precipitação que chega a terra e não percolou e nem escoou para os corpos de água permanente (oceanos, lagos e rios). Essa água inclui cobertura de neve, derretimento de neve, água da chuva, lagos e córregos temporários.

Assim como no caso do solo, a neve também pode ser dividida em camadas verticais dependendo da profundidade presente sobre a superfície do solo. O BRAMS necessita da definição da quantidade máxima de camadas de neve a ser considerada (não podendo ser nula), mesmo que não ocorra neve dependendo da localidade, como em algumas regiões geográficas. Nesse caso, a aplicação do modelo não é invalidada para regiões onde não é comum a ocorrência de neve (semiárido nordestino), pois não é definida previamente a existência de neve nas células da grade do modelo atmosférico, mas o número máximo de camadas a ser considerado caso as mesma venha a ocorrer. A variável na qual é definida a quantidade máxima de camadas de neve é 'NZS' ($NZS \geq 1$) e esta é utilizada pelo modelo como pré-requisito para simular o comportamento da água na superfície e realizar as trocas de calor. A massa e a energia interna são prognosticadas para cada camada com água temporária na superfície.

Tendo como base o código do LEAF-3 e a descrição teórica definida em Walko et al., (2000) para o LEAF-2, Braga (2008) enumera os fluxos de umidade e a água

temporária na superfície da mesma forma que são comentadas e apresentadas nas equações seguintes:

$$w_{free} = dew_{gnd} + pc_{pgl} \times veg_{frac} + w_{shed} \times veg_frac_{area} \quad (3.2)$$

em que:

w_{free} - quantidade líquida da água livre e disponível infiltrar na camada de solo ($kg \cdot m^{-2}$)

dew_{gnd} - massa de orvalho formada na superfície do solo ($kg \cdot m^{-2}$)

pc_{pgl} - precipitação proveniente da microfísica e da convecção ($kg \cdot m^{-2}$)

w_{shed} - excesso de água da vegetação ($kg \cdot m^{-2}$)

veg_frac_{area} - fração de área coberta de vegetação ($kg \cdot m^{-2}$)

veg_{frac} - fração sem a cobertura de vegetação ($veg_{frac} = 1 - veg_frac_{area}$)

O fluxo de umidade ascendente do solo para o dossel é retirado diretamente do solo, onde é feita a atualização da umidade, para cada camada de solo:

$$soil_water_{t+1} = soil_water_t - 10^{-3} \times w_{flxgc} \times dslzidt \quad (3.3)$$

em que:

$soil_water$ - umidade do solo (kg/m^2)

w_{flxgc} - fluxo de umidade do solo para o dossel em ($kg/m^2/s$)

$dslzidt$ - duração do passo de tempo (s)

O derretimento de gelo produz água líquida que percola para a camada inferior sempre que a quantidade de água excede a 10% da massa de gelo. Esse processo se repete em todas as camadas inferiores em cada passo de tempo modificando seus

valores de massa e energia. O acúmulo desta água ao longo das camadas de neve é representado por 'w' mostrado na equação (3.4).

$$w = \text{sfcwater_mass}(k) + w_{\text{free}} \quad (3.4)$$

em que:

sfcwater_mass - massa de água ao longo de todas as camadas de gelo. A quantidade de água livre (w_{free}) foi indicada pela equação (3.2).

Para limitar a quantidade de água em excesso na camada de gelo numa fração de 1:9 água líquida-gelo é usada a formulação matemática definida na equação (3.5).

$$w_{\text{free}} = \max(0, w \times (\text{fracliq}(k + \text{mzg}) - 0,1) / 0,9) \quad (3.5)$$

em que:

w - acúmulo da água ao longo das camadas de gelo (equação 3.4).

fracliq - fração de líquido nas camadas de neve ou água de superfície.

A capacidade de armazenamento de água no solo é representada pela equação (3.5)6. Esta variável considera a água proveniente do derretimento de neve através da primeira camada de neve sobre o solo que recebe a contribuição de outras camadas superiores podendo derreter, infiltrar e saturar o solo.

$$\text{soilcap} = 1000 \times \max(0, -\text{slz} \times (\text{slmst}(\text{soil}) - \text{soil_water})) \quad (3.6)$$

em que:

soilcap – capacidade de armazenamento de água no solo (kg/m^2)

slz - profundidade das camadas de solo (m)

slmsts - umidade máxima das camadas de solo (kg/m^2)

soil_water - umidade atual do solo (kg/m^2)

nsoil – número da camada de solo

Depois de o solo ter saturado, se existir água excedente na última camada de neve, essa água é definida como o escoamento. As equações (3.7) a (3.9) enumeram a formulação matemática utilizada pelo LEAF para a determinação da umidade e da água que infiltra.

$$w_{\text{soil}} = \min(w_{\text{freeb}}, \text{soilcap}) \quad (3.7)$$

$$\text{soil_water}_{t+1} = \text{soil_water}_t + 10^{-3} \times w_{\text{soil}} \times \text{dslzi}_t \quad (3.8)$$

$$\text{sfcwater_mass}(k) = w - w_{\text{soil}} \quad (3.9)$$

em que:

soil_water - umidade do solo (kg/m^2)

dslzi - espessura das camadas de solo (m)

sfcwater_mass - a massa de água (kg/m^3)

wsoil – água que infiltrou (kg/m^3)

As variáveis apresentadas seguem a denominação expressa no código do BRAMS, exceto para a variável 'wsoil' que é apresentada no código do LEAF como 'awfreeb' mantendo o mesmo nome da variável anterior, modificando o seu significado. Tentou-se, portanto, evitar a duplicidade do nome das variáveis.

3.1.2. Cálculo do escoamento

O cálculo do escoamento em cada ponto de grade do modelo atmosférico determinado a partir das variáveis mostradas nas equações anteriores é esquematicamente mostrado na Figura 3-4.

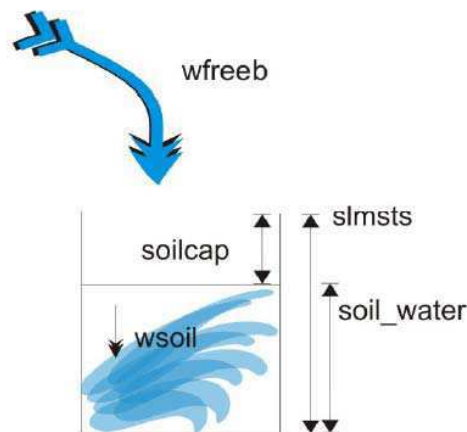


Figura 3-4. Esquema da água líquida no LEAF-3 (Braga, 2008)

O escoamento simulado pelo modelo é do tipo Hortoniano (Horton, 1933), no qual a vazão ocorre por excesso de umidade no solo. Dessa maneira, a capacidade de armazenamento de água no solo pode ser maior ou igual a zero ($soilcap \geq 0$). Caso a capacidade de armazenamento de água no solo seja nula ($soilcap = 0$) toda a água que chegar à superfície, chamada de água livre (representada pela variável $wfreeb$), será transformada em escoamento (*runoff*) uma vez que o solo não tem capacidade de armazenamento de água. Para o caso em que a capacidade de armazenamento de água no solo esteja maior que zero ($soilcap > 0$) duas situações são possíveis: (a) se a água livre ($wfreeb$) estiver em quantidade menor que a capacidade de armazenamento de água no solo ($wfreeb < soilcap$) toda a água livre infiltra, atualizando a umidade do solo e o escoamento é zero; e (b) se a água livre estiver em quantidade maior que a capacidade de armazenamento de água no solo ($wfreeb > soilcap$) parte da água infiltra e a outra parte torna-se escoamento no ponto de grade e estará disponível para ser propagado. As equações a seguir resumem as condições para geração do escoamento no SVAT do BRAMS.

$$\text{se soilcap}=0, \text{ então runoff}=\text{wfreeb} \quad (3.10)$$

$$\text{se soilcap}>0 \text{ e wfreeb}<\text{soilcap}, \text{ então runoff}=0 \quad (3.11)$$

$$\text{se soilcap}>0 \text{ e wfreeb}>\text{soilcap}, \text{ então runoff}=\text{wfreeb}-\text{soilcap} \quad (3.12)$$

Dessa maneira, o escoamento simulado pelo BRAMS é determinado na célula da grade a cada passo de tempo por excesso de umidade no solo e necessitando ser propagado na rede de drenagem para se obter a vazão final no exutório da bacia.

3.2. Área de estudo

3.2.1. Descrição geral

A área de estudo é composta por duas bacias hidrográficas que estão localizadas no semiárido no Nordeste do Brasil abrangendo os Estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte (Figura 3-5) totalizando uma área de aproximada 57.957,50 km². Uma das bacias é do rio Piranhas-Açu com 43.681,50 km² enquanto que a segunda é a do rio Apodi-Mossoró que possui área de 14.276,00 km². As mesmas estão no sistema cristalino e possuem rochas ígneas, metamórficas e sedimentares na sua constituição geológica, originadas no período Pré-Cambriano. Podem ser encontradas duas bacias sedimentares: a do Grupo Rio do Peixe, localizada no oeste do Estado da Paraíba, e a do Grupo Apodi, situada ao norte da região, no Estado do Rio Grande do Norte.

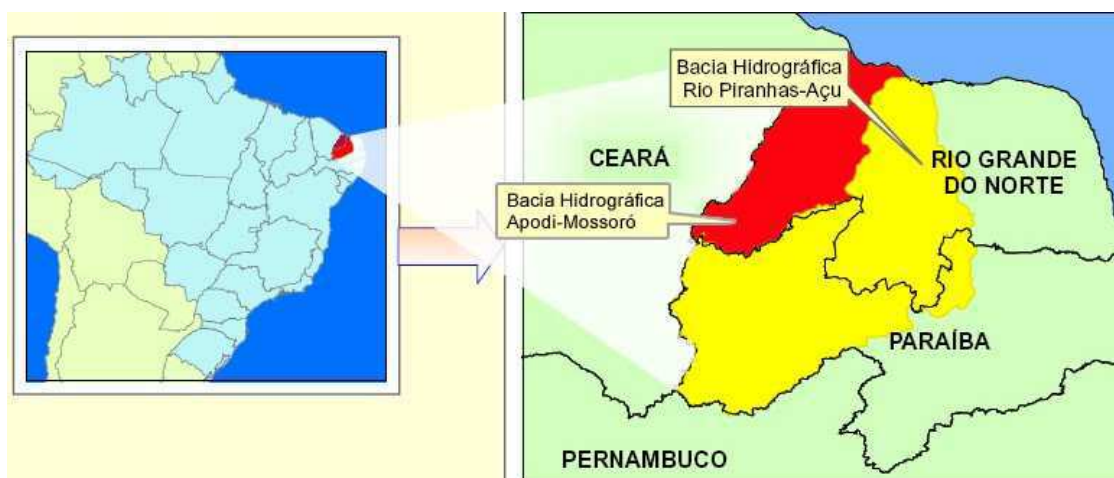


Figura 3-5. Mapa de localização das bacias hidrográficas (Fonte: ANA)

3.2.2. Parametrizações do modelo atmosférico BRAMS

O modelo BRAMS 4.2 foi configurado com 32 níveis verticais com espaçamento que começa com 120 m no primeiro nível e, a cada camada, aumenta por um fator de 1,2, até atingir uma resolução de 1000 m, a qual é mantida constante até o topo das camadas verticais do modelo. O passo de tempo de integração foi de 60 s. O *Nudging* lateral foi de 1800 s em cinco pontos da grade, enquanto o *Nudging* central foi de 10800 s. A frequência dos arquivos de saída foram de 24 horas (86.400 s). O esquema da parametrização convectiva é o de Kuo (1974) e o da parametrização radiativa de Chen e Cotton (1988). Foram utilizadas duas grades horizontais aninhadas centradas nos pontos de coordenadas 37,5°W e 6,3°S com 110 e 106 pontos de grade nas direções x e y respectivamente, resultando na área mostrada na Figura 3-6. A grade de menor resolução (22x22 km) cobre o Nordeste do Brasil e parte do Oceano Atlântico. A grade de maior resolução (5,5x5,5 Km) cobre os estados da Paraíba, Rio Grande do Norte, parte de Pernambuco e do Ceará.

Para a projeção horizontal da grade utilizou-se a projeção estereográfica, com o pólo de projeção localizado próximo ao centro área de domínio. Esse tipo de projeção diminui distorções na projeção da área de interesse. Na vertical foi usado o sistema de coordenadas σ_z (sigma-z) no qual a topografia do terreno é contornada seguindo as ondulações da superfície e o topo do domínio do modelo é representado como plano (Tripoli e Cotton, 1982).

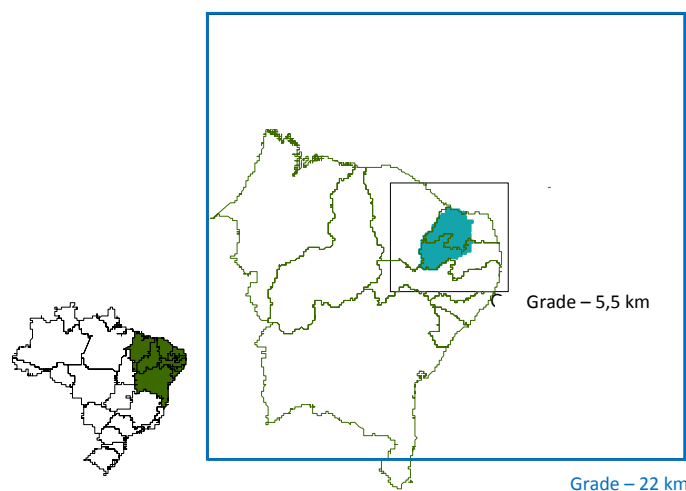


Figura 3-6. Grades aplicadas ao modelo BRAMS (Braga, 2008)

As condições iniciais e de contorno utilizadas foram obtidos via *ftp* dos servidores do portal do modelo BRAMS (<http://brams.cptec.inpe.br/index.shtml>), do laboratório MASTER do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG/USP) e do repositório de dados disponibilizado pelo projeto SegHidro (<http://seghidro.lsd.ufcg.edu.br/>) na Universidade Federal de Campina Grande. A Tabela 3.2 resume o conjunto de configurações e parametrizações utilizadas.

Tabela 3.2. Configurações e parametrização usadas nas simulações no BRAMS

Campo	Parametrização
Centro das grades	37,5°W; 6,3°S
Pontos em x	110
Pontos em y	106
Espaçamentos das grades	22,0 km; 5,5 km
Camadas de solos	9
<i>Patches</i>	2
Classes de vegetação	Heterogênea
NDVI	Heterogênea
Umidade inicial do solo	Heterogênea
Classes de textura do solo	Heterogênea
Convecção	Kuo (1974)
Turbulência	Smagorinsky (1963)
Radiação	Chen e Cotton (1983)

3.2.3. Características climatológicas

Como característica de bacias hidrográficas localizadas no semiárido brasileiro a bacia em estudo apresenta alta variabilidade da precipitação tanto espacial como temporal (Hastenrath e Greischar, 1993; Marengo et al., 2003).

Os mecanismos físicos formadores da precipitação no semiárido incluem fenômenos de: grande escala, (sistemas frontais e a Zona de Convergência Intertropical - ZCIT), mesoescala (perturbações ondulatórias no campo dos ventos Alísios, complexos convectivos e brisa marítima e terrestre) e microescala (ocorrência de circulações orográficas e pequenas células convectivas, responsáveis pela formação de precipitação (Molion e Bernardo, 2000). A ZCIT é o sistema mais importante causador de chuvas nessa região (Rossato, 2001) que, em função da latitude de

posicionamento modula a distribuição sazonal de precipitação. Assim, o excesso e escassez de precipitação no semiárido podem ser associados ao deslocamento latitudinal anômalo da ZCIT (Nobre e Shukla, 1996).

A precipitação média nas bacias em estudo varia entre 400 e 800 mm anuais (Figura 3-7) concentrada entre os meses de fevereiro a maio com padrão de precipitação fortemente variável na escala inter-anual, ocasionando a alternância entre anos de chuvas regulares e anos de acentuada escassez hídrica, levando à ocorrência de secas hídricas. Por outro lado, as taxas de evapotranspiração são bastante elevadas, podendo chegar a mais de 2000 mm/ano, o que ocasiona um déficit hídrico significativo.

Um exemplo do comportamento da precipitação em um posto localizado na bacia Piranhas-Açu é mostrado na Figura 3-8, em que se pode observar que 65% das chuvas médias anuais estão concentradas nos meses de fevereiro a abril (Figura 3-8A). A curva de permanência da Figura 3-8B mostra a porcentagem do tempo de ocorrência da chuva acumulada durante o mês.

A vegetação predominante na bacia é a caatinga hiperxerófila, arbórea aberta, sem mata de galeria (UFPB, 2001). A presença desse tipo de vegetação é consequência das condições climáticas, do solo e do relevo da região.

Segundo a classificação de Köppen para o clima, a predominância é do tipo BSw'h' que é caracterizado por clima quente e semiárido. É registrado também o clima Aw' (clima tropical com verão seco) no extremo sudoeste da bacia Apodi-Mossoró. Nessa bacia, as chuvas anuais médias de longo período situam-se em torno de 700 mm, havendo pequena área, nas proximidades da foz e na região a leste do trecho médio do rio do Carmo, onde se reduz a 600 mm. Na parte alta, nos divisores de água da sub-bacia delimitada pelo posto Pau dos Ferros há um aumento até cerca de 900 mm.

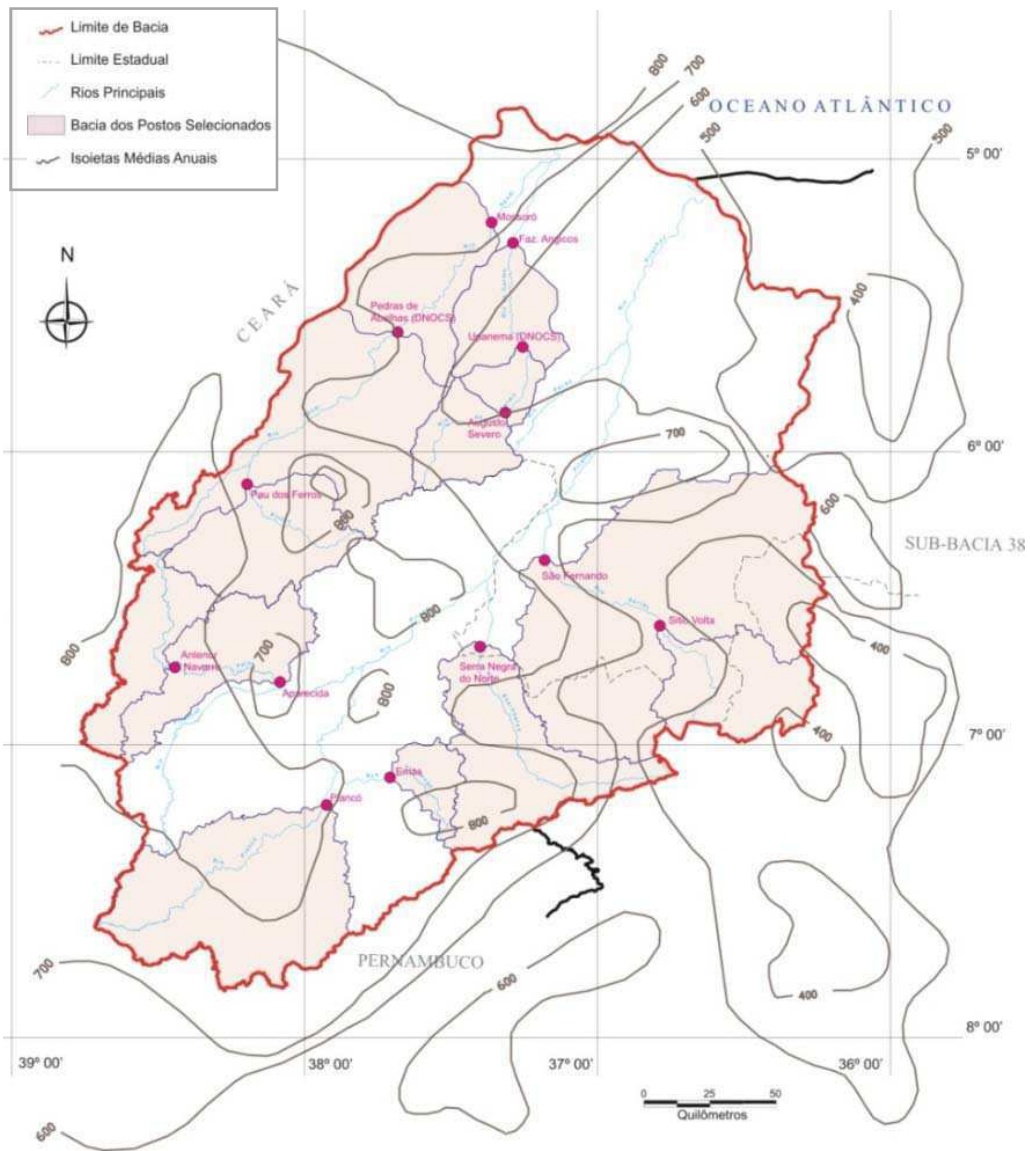


Figura 3-7. Precipitação média anual e postos fluviométricos selecionados que sofrem pouca interferência de reservatórios (adaptado de UFPB, 2001).

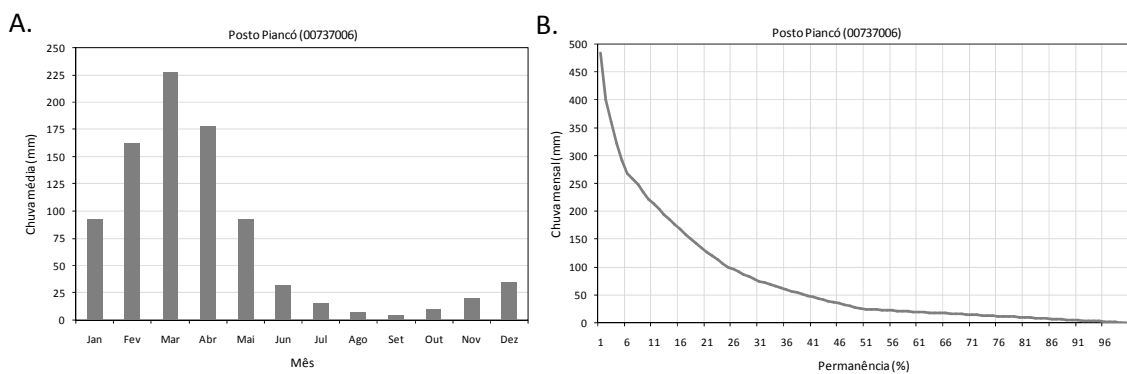


Figura 3-8. Média mensal da precipitação observada (A) e curva de permanência da precipitação mensal (B) para o posto Piancó no período 1911-2008

Na bacia Piranhas-Açu na porção localizada no Rio Grande do Norte as chuvas variam de 500 a 600 mm com tendência de aumento da foz para montante. Ocorrem também pequenos núcleos com precipitação média em torno de 800 mm em algumas regiões dessa bacia, como por exemplo, nos divisores de água das sub-bacias delimitadas pelos postos fluviométricos Emas e Serra Negra do Norte no estado da Paraíba.

3.2.4. Características hidrológicas

A bacia é caracterizada por solos rasos formados sobre um substrato cristalino, com baixa capacidade de armazenamento de água. Controlado pela baixa capacidade de infiltração de água no solo o escoamento superficial ocorre, geralmente, devido ao excesso de umidade no solo quando da ocorrência de taxas de precipitações superiores à capacidade de infiltração do solo. Segundo Pilgrim et al. (1988) a água subterrânea nesta região é encontrada em grandes profundidades e está desconectada da hidrologia superficial.

A bacia do rio Piranhas-Açu apresenta formações sedimentares, com maior porosidade e, portanto maior capacidade de armazenamento de água no solo. Essas formações sedimentares estão presentes apenas em duas regiões da bacia: uma menor, na sub-bacia do rio do Peixe, próximo a Souza-PB e outra, integrante da formação Jandaíra, abrangendo o Baixo - Açu. Outra fonte importante de água subterrânea são os aquíferos aluviais, que na maioria dos casos, fornecem água de boa qualidade para abastecimento humano, animal e irrigação (CBH Piranhas-Açu, 2009). Como a maioria dos rios do semiárido Nordeste, o rio principal dessa bacia, o Piranhas, é um rio intermitente com sua perenidade assegurada pelos reservatórios de regularização Coremas-mãe d'água, com vazão regularizada de 9,5 m³/s, e a barragem Armando Ribeiro Gonçalves, com vazão regularizada de 17,8 m³/s (SERHID, 2000).

3.3. Dados observados e simulados

A precipitação foi avaliada em uma sub-bacia totalmente inserida no estado da Paraíba de forma que os dados observados de precipitação para avaliação das simulações foram obtidos da rede de pluviômetros da Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba (AESAPB), enquanto que as vazões médias diárias foram obtidas da Agência Nacional de Águas - ANA (<http://hidroweb.ana.gov.br/>).

Foram realizadas simulações com o modelo BRAMS 4.2 nos primeiros semestres dos anos de 2004 a 2009 (Tabela 3.3) totalizando 978 dias de simulação.

Tabela 3.3. Períodos de simulação com o modelo BRAMS

Ano	Data inicial	Data final
2004	02/jan	29/jun
2005	01/jan	31/mar
2006	02/jan	30/jun
2007	01/jan	30/jun
2008	15/jan	28/jun
2009	01/jan	30/jun

Os dados observados de precipitação têm escala temporal de 24 horas e refere-se ao acumulado das 7:00 horas de um dia t às 7:00 horas do dia $t+1$, de forma que as saídas dos dados simulados do modelo BRAMS foram configuradas nessa mesma escala temporal e inicializado às 12:00 UTC (9:00 hora GMT) numa tentativa de aproximar o período de observação com o de simulação.

Comparou-se a precipitação simulada com a observada em 30 postos pluviométricos em uma sub-bacia e a vazão simulada foi comparada com 17 postos fluviométricos distribuídos nas bacias Apodi-Mossoró e Piranhas-Açu. Por questões práticas de continuidade das séries de precipitação observada, a verificação e a análise da precipitação se restringiu a sub-bacia do Rio Piancó. A comparação da resolução da grade do modelo com os postos de observação da rede de pluviômetros é mostrada na Figura 3-9.

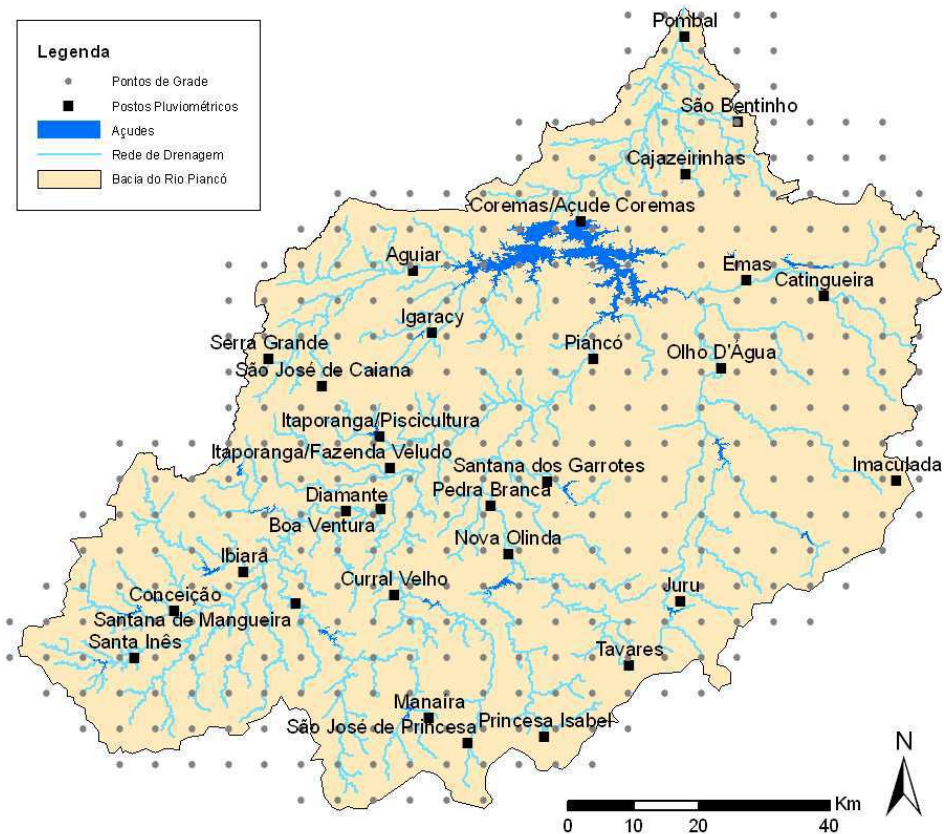


Figura 3-9. Comparação da densidade da rede pluviométrica e de um 'recorte' da resolução da grade do modelo atmosférico BRAMS sobre a bacia do Rio Piancó delimitada pelo posto fluviométrico do Sítio Vassouras

3.3.1. Condições iniciais e de contorno

As condições iniciais e de contorno utilizadas nesse trabalho são as análises do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) através do MCG do CPTEC/INPE (Bonatti, 1996) com resolução aproximada de 100 km e 28 níveis verticais. Os dados obtidos estão no formato *grib* e descrevem o estado da atmosfera em uma grade Gaussiana que engloba a América do Sul. As informações fornecidas pelo MCG para simulação do BRAMS são: temperatura do ar, geopotencial, umidade do ar e vento.

3.3.2. Dados de superfície

O modelo pode ser executado assimilando dados de superfície para determinadas condições (chamado de heterogêneo) ou sem assimilação de dados

(chamado homogêneo). Essas informações são determinadas no arquivo de configuração do modelo (RAMSIN). Nessa pesquisa todas as simulações foram executadas com a configuração heterogênea para todas as condições de superfície. Todos os dados com características de superfície foram obtidos do portal do BRAMS (http://brams.cptec.inpe.br/input_data.shtml). E são descritas a seguir:

- **Dados de umidade de solo:** as simulações foram realizadas com arquivos de umidade do solo gerados por um modelo numérico desenvolvido por Gevaerd e Freitas (2006) que utiliza oito camadas de solo e gera os campos de umidade volumétrica diária a partir da precipitação antecedente estimada (mm/3h) pelo satélite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) e do balanço hídrico aplicado a um modelo hidrológico.
- **Dados de vegetação:** a representação do estágio de desenvolvimento da vegetação na área de estudo foi feita através do Índice de Vegetação Diferencial Normalizada (NDVI do inglês). Os dados usados são do Terrestrial Biophysics and Remote Sensing Lab da Universidade do Arizona, que disponibiliza esses dados globalmente nas resoluções de 1 km a 500 m com frequência temporal de 16 dias (TBRS, 2006). Os arquivos com NDVI são um produto da Imagem de Espectroradiômetro de Moderada Resolução (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer - MODIS). Para serem usados no RAMS/BRAMS, os arquivos foram reformatados mensalmente e disponibilizados na resolução espacial de 30".
- **Dados do uso do solo:** Os dados de uso do solo, ou classes de vegetação, utilizadas nas simulações com o BRAMS foram dados na resolução de 1 km do Serviço Geológico dos Estados Unidos – USGS, que possibilitou a execução com dados heterogêneos para as grades de 22 e 5,5 km. Os dados são disponibilizados no portal do BRAMS e são baseados no Radiômetro Avançado de Alta Resolução (AVHRR - *Advanced Very High Resolution Radiometer*).

- **Dados sobre a classe de textura do solo:** Os dados de classes e textura de solos são originalmente da FAO (Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação) e foram atualizados pelo INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). Esses dados contêm informações da proporção de argila, de silte e de areia do solo e sua distribuição na área.
- **Dados sobre temperatura da superfície do mar (TSM):** o modelo pode ser executado com TSM climatológica ou semanal em diferentes grades. A TSM climatológica tem resolução de aproximadamente 100 km e estão disponíveis no formato VFN e HDF5. Os dados de TSM semanal, utilizadas nesse trabalho, são análises produzidas semanalmente na resolução de 100 km, a partir de dados observados e por satélite. Antes da análise ser realizada, os dados obtidos através de satélite são ajustados para remoção do viés usando o método de Reynolds (1988) e Reynolds e Mersico (1993).
- **Dados de topografia:** Os dados de topografia usados são disponibilizados pelo USGS nas resoluções de 1 a 10 km. Durante a execução de pré-processamento do BRAMS, caso se tenha optado pela leitura de dados de topografia, os mesmos são assimilados e interpolados para cada grade especificada no BRAMS. Nas simulações analisadas nesse trabalho, os dados de topografia foram configurados da seguinte forma:
 - Topografia com resolução de 10 km – usado para a grade de 22 km.
 - Topografia com resolução de 1 km – usado para a grade de 5,5 km.

3.4. Determinação da vazão

A vazão é calculada pontualmente em uma seção do rio, enquanto que o escoamento ocorre em diferentes profundidades e velocidade. Com o objetivo de obter a vazão no exutório das sub-bacias foi realizado o seguinte procedimento:

- Execução do modelo BRAMS
- Pós-processamento dos arquivos de saída das simulações do BRAMS
- Extração das variáveis necessárias ao cálculo do escoamento para o centro das células no domínio da Bacia Hidrográfica
- Cálculo do escoamento para cada célula da bacia.
- Propagação do escoamento na calha dos rios.

O BRAMS foi executado com as parametrizações indicadas no item anterior e resumidas na Tabela 3.2 para os períodos indicados na Tabela 3.3. Os dados analisados são da grade de 5,5 km com saída a cada 24 horas.

O pós-processamento das variáveis necessárias a determinação do escoamento foi realizado através do programa RAMSPOST (RAMS POSTprocessing) que gera arquivos no formato do programa GrADS (Doty, et al., 1995) para posterior manipulação e visualização. O RAMSPOST é um pacote para reformatação dos arquivos de saídas de modelos atmosféricos. O mesmo está disponível para download em: http://brams.cptec.inpe.br/utilities_ramspost.shtml.

O GrADS é uma ferramenta interativa para acesso, manipulação e visualização de dados de ciências da terra que lê dados com 4 dimensões, sendo geralmente: latitude, longitude, altitude e tempo. O GrADS possui um pacote de funções e scripts embutidos estando disponível na internet em: <http://www.iges.org/grads/downloads.html>.

3.5. Extração das variáveis

A extração das variáveis para cada posto pluviométrico, ou ponto de grade, foi realizado no GrADS com auxílio de um script desenvolvido no projeto PRECLIHNE (PRECLIHNE, 2006) e adaptado durante o projeto SegHidro (<http://seghidro.lsd.ufcg.edu.br/>) para discretização de variáveis acumuladas no tempo. O script realiza interpolação bilinear entre os pontos de grade e o centro da célula. A interpolação bilinear é um processo de interpolação no qual são realizadas duas interpolações lineares consecutivas. A Figura 3-10 indica a obtenção de um valor por interpolação bilinear para um ponto genérico (P) no interior da célula da grade.

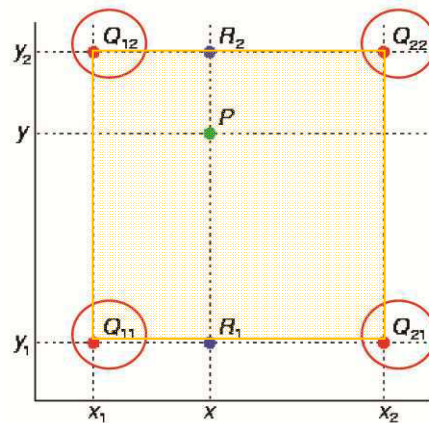


Figura 3-10. Representação de uma célula delimitada por quatro pontos de grade (Q_{11} , Q_{12} , Q_{21} , Q_{22}) e ponto de observação (P).

Os pontos Q_{11} , Q_{12} , Q_{21} e Q_{22} delimitam a célula na grade do modelo, enquanto o ponto P indica um ponto no interior da célula onde se deseja obter o valor da variável por interpolação.

Nesse caso genérico, o valor a ser obtido no ponto P é determinado seguindo a seguinte seqüência:

- Interpola-se linearmente os pontos $R_1(x, y_1)$ e $R_2(x, y_2)$ a partir dos pontos Q_{11} e Q_{21} ; Q_{12} e Q_{22} , respectivamente:

$$(R_{x,y_1}) \approx \frac{x_2 - x}{x_2 - x_1} (Q_{11}) + \frac{x - x_1}{x_2 - x_1} (Q_{21}) \quad (3.13)$$

$$(R_{x,y_2}) \approx \frac{x_2 - x}{x_2 - x_1} (Q_{12}) + \frac{x - x_1}{x_2 - x_1} (Q_{22}) \quad (3.14)$$

- Interpola-se o ponto P linearmente a partir dos pontos $R_1(x,y_1)$ e $R_2(x,y_2)$:

$$(P_{x,y}) \approx \frac{y_2 - y}{y_2 - y_1} (R_{x,y_1}) + \frac{y - y_1}{y_2 - y_1} (R_{x,y_2}) \quad (3.15)$$

No caso das variáveis *wfreeb* e *soilcap* (necessárias a determinação do escoamento) em que a interpolação foi realizada para o centro da célula, a equação (3.15) é reescrita da seguinte forma:

$$(wfreeb_{x,y}) \approx \frac{y_2 - y}{y_2 - y_1} (wfreeb_{x,y_1}) + \frac{y - y_1}{y_2 - y_1} (wfreeb_{x,y_2}) \quad (3.16)$$

$$(soilcap_{x,y}) \approx \frac{y_2 - y}{y_2 - y_1} (soilcap_{x,y_1}) + \frac{y - y_1}{y_2 - y_1} (soilcap_{x,y_2}) \quad (3.17)$$

em que:

$(wfreeb_{x,y})$ e $(soilcap_{x,y})$ - são os valores de *wfreeb* e *soilcap* no centro da célula.

$(wfreeb_{x,y_1})$ e $(soilcap_{x,y_1})$ - são os valores de *wfreeb* e *soilcap* interpolado para as coordenadas x,y_1 .

$(wfreeb_{x,y_2})$ e $(soilcap_{x,y_2})$ - são os valores de *wfreeb* e *soilcap* interpolado para as coordenadas x,y_2 .

3.6. Propagação do escoamento

3.6.1. O método de Muskingum-Cunge

O método Muskingum (McCarthy, 1939) combina a equação da continuidade a uma equação simplificada que relaciona o armazenamento em um trecho de rio às vazões de entrada e saída do trecho (Tucci, 1998). A Figura 3-11 apresenta um esquema da vazão de entrada (I) e de saída (Q) em uma seção de um rio, mostrando o armazenamento no trecho do rio pela redução da cunha ao longo do comprimento Δx .

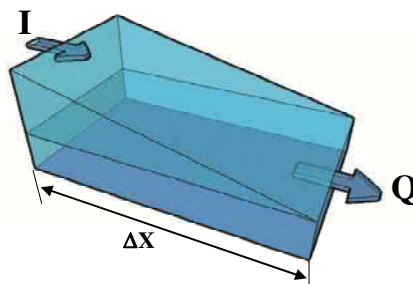


Figura 3-11. Representação de trecho de um rio com vazão de entrada (I) e de saída (Q)

A equação da continuidade aplicada a um trecho de um rio é descrito por:

$$\frac{dS}{dt} = I - Q \quad (3.18)$$

em que:

S - é o volume armazenado no trecho (m^3)

I - é a vazão de entrada ($m^3 s^{-1}$)

Q - é a vazão de saída ($m^3 s^{-1}$).

Dessa maneira, aplicando a equação da continuidade no trecho de um rio e a ponderação do armazenamento da vazão que entra (I) no instante t e a vazão que sai (Q) em um instante t+1, obtêm-se:

$$Q_{t+1} = C_1 I_{t+1} + C_2 I_t + C_3 Q_t \quad (3.19)$$

em que:

Q_{t+1} - é a vazão de saída do trecho de rio no tempo t+1 ($m^3 \cdot s^{-1}$)

I_{t+1} - é a vazão de entrada do trecho de rio no tempo t+1 ($m^3 \cdot s^{-1}$)

I_t - é a vazão de entrada do trecho de rio no tempo t ($m^3 \cdot s^{-1}$)

Q_t - é a vazão de saída do trecho de rio no tempo t ($m^3 \cdot s^{-1}$)

C_1 , C_2 e C_3 - são coeficientes dados pelas equações abaixo ($C_1 + C_2 + C_3 = 1$)

$$C_1 = \frac{-2KX + \Delta t}{2K(1-X) + \Delta t} \quad (3.20)$$

$$C_2 = \frac{2KX + \Delta t}{2K(1-X) + \Delta t} \quad (3.21)$$

$$C_3 = \frac{2K(1-X) - \Delta t}{2K(1-X) + \Delta t} \quad (3.22)$$

em que:

X - representa o peso da integração da vazão no espaço e é adimensional;

K - é o parâmetro de tempo e representa o tempo médio de deslocamento da onda de montante para jusante (s)

Δt - é o intervalo de tempo de cálculo (s)

Um dos problemas do método de Muskingum (McCarthy, 1939) é a determinação dos parâmetros X e K, pois é necessário dispor das vazões observadas nos extremos a montante e a jusante dos trechos dos rios. Para contornar esse problema o método de Muskingum-Cunge (Cunge, 1969) permite a determinação dos valores de X e K a partir de características físicas do rio, como pode ser observado nas equações seguintes:

$$X = 0,5 \left(1 - \frac{Q_0}{b_0 S_0 c_0 \Delta x} \right) \quad (3.23)$$

$$K = \frac{\Delta x}{c_0} \quad (3.24)$$

em que:

Δx - é o comprimento do trecho de rio (m)

Q_0 - é a vazão de referência para a estimativa dos parâmetros ($m^3 \cdot s^{-1}$)

c_0 - é a celeridade cinemática ($m \cdot s^{-1}$)

B_0 - é a largura do rio (m)

S_0 - é a declividade do rio

A vazão de referência Q_0 e a largura do rio B_0 são estimadas a partir de relações com a área da bacia a montante do trecho de rio. Dessa forma, elas são fornecidas como dados de entrada e dependem das características físicas da bacia assim como o comprimento de rio e a declividade. Já a celeridade cinemática é obtida pela seguinte equação (3.25), que engloba n ($s \cdot m^{-1/3}$), o coeficiente de rugosidade de Manning:

$$c_0 = \frac{5 Q_0^{0,4} S_0^{0,3}}{3 n^{0,6} B_0^{0,4}} \quad (3.25)$$

3.7. Esquema de propagação do escoamento

A vazão calculada para cada célula, ou ponto de grade, é resultado da água livre (em mm) disponível para a geração do escoamento, sendo considerada a área da célula (5,5 x 5,5 km) e o tempo (24hr ou 86400s) na qual a água foi acumulada na mesma. Para comparar com a vazão observada em estações fluviométricas é necessário propagar a vazão de cada célula na calha do rio através do uso de métodos de propagação. O método de propagação utilizado foi o Muskingum-Cunge (1969) na

mesma forma que está implementado no Modelo Hidrológico de Grandes Bacias – MGB (Collischonn, 2001) e empregado por Braga (2008) para a mesma bacia em estudo.

De acordo com a resolução de 5,5 km da grade do modelo atmosférico, a superfície da bacia foi dividida em 1823 células onde cada célula poderá fornecer escoamento para uma das suas oito células vizinhas (Figura 3-12) até chegar à rede de drenagem principal, de onde será conduzida até o exutório da sub-bacia para a comparação com a vazão observada.

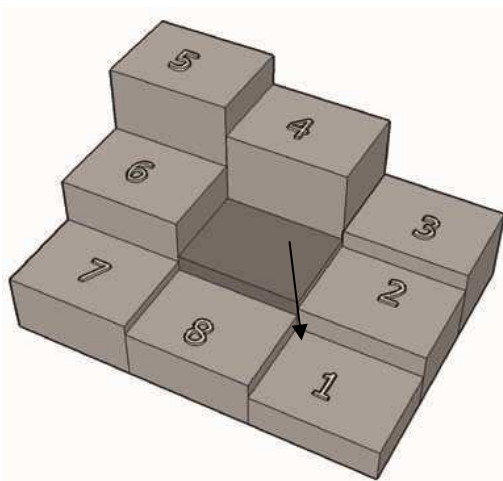


Figura 3-12. Representação em três dimensões das oito células vizinhas a uma célula central e a direção preferencial do fluxo de drenagem definido a partir da célula de menor altitude (adaptado de Paz et al., 2005)

A direção de fluxo foi definida por um algoritmo (Paz et al., 2005) que encontra, em cada célula, o ‘pixel exutório’, identificando os que tem maior área de drenagem acumulada e o percurso mínimo do trecho principal a montante e, em seguida, une esses pixels para definir a direção do fluxo entre células.

Depois de definidos os fluxos de drenagem e realizar possíveis correções, pode-se calcular os comprimentos e declividades dos rios. As sub-bacias são delimitadas a partir da definição da localização dos postos fluviométricos de interesse na bacia. A Figura 3-13 apresenta a delimitação das sub-bacias na bacia para a resolução de 5,5 km.

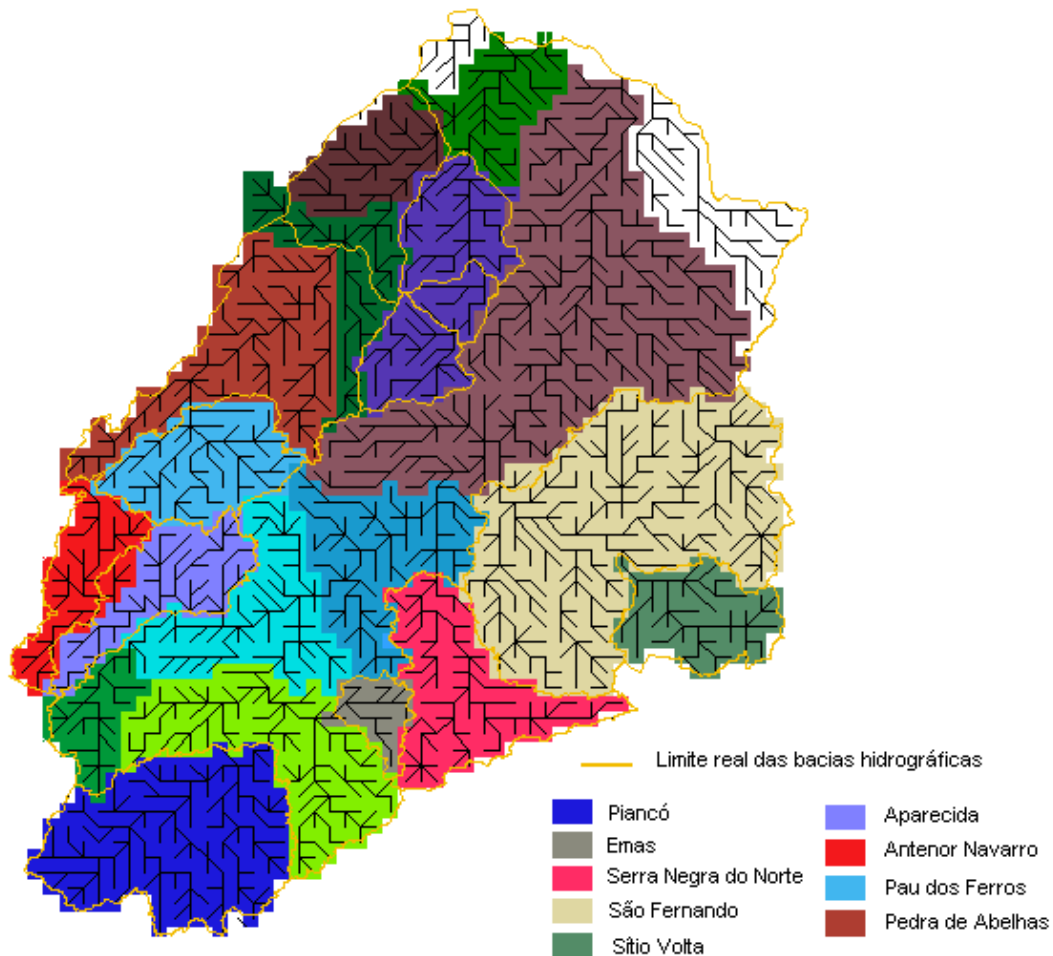


Figura 3-13. Sub-bacias geradas com uma resolução de 5,5 km, drenagens e delimitação real das bacias hidrográficas (Braga, 2008).

O modelo de propagação utilizado recebe como arquivo de entrada um arquivo em formato ASCII com o escoamento (em m^3/s) em cada uma das células da bacia (nesse caso 1823) para cada dia de simulação.

A Tabela 3.4 mostra os 13 postos fluviométricos utilizados na delimitação das sub-bacias para posterior avaliação das vazões simuladas. A seleção dos postos fluviométricos foi em função da não interferência significativa de reservatórios (UFPB, 2001) que modificam o regime natural do rio o que impossibilitaria a comparação com os resultados obtidos pelo modelo de propagação.

Tabela 3.4. Postos fluviométricos utilizados para a avaliação da vazão simulada

Código	Posto	Área de dren. (km²)	Bacia Hidrográfica	Período de avaliação*
37080000	Pedra de Abelhas	6.481	Apodi-Mossoró	2006
37090000	Mossoró	9.447	Apodi-Mossoró	2004 e 2005
37190000	Faz. Angicos	2.547	Apodi-Mossoró	2005 e 2008
37260000	Antenor Navarro	1.514	Peixe	2005-2008
37290000	Aparecida	3.429	Peixe	2005-2008
37340000	Piancó	4.550	Piancó	2004-2008
37360000	Emas	0.395	Emas	2004-2008
37440000	Serra Negra do Norte	3.027	Espinharas	2005-2008
37570000	São Fernando	9.700	Seridó	2004-2008
37430000	Patos	1.850	Espinharas	2005 e 2008
37515000	Sítio Volta	1.890	Seridó	2006 e 2008
37084000	Gov. Dix-Sept. Rosado	7.170	Apodi-Mossoró	2004-2008
37030000	Pau dos Ferros	2.050	Apodi-Mossoró	2004 e 2006-2008

* Os anos indicados são referentes ao período de janeiro a junho especificado na Tabela 3.3

3.8. Verificação das simulações de precipitação

Comparação dos dados observados e das simulações geradas para os seis semestres dos anos de 2004 a 2009 foram realizadas, considerando a distribuição de frequências e índices de medidas de precisão e de ocorrência. Em uma avaliação mais detalhada da precipitação simulada foram analisados os períodos efetivos de chuvas dos anos de 2004 a 2009.

Pode-se classificar a propósito da verificação da precipitação, em: administrativos, científicos e econômicos (Allen, 1951 apud Wilks, 2006).

O propósito administrativo é realizado para monitorar previsões operacionais com o objetivo de comparar os méritos de sistema de previsão. O científico visa à análise das estatísticas de verificação e de seus componentes, permitindo perceber os pontos fortes e as vulnerabilidades dos sistemas de previsão, facilitando a introdução de melhorias nas metodologias adotadas. Por último, o propósito econômico é justificado por qualquer esforço de previsão que esteja relacionado com a possibilidade do uso para a tomada de decisão. Assim, o uso determina o tipo de propósito de verificação e os erros avaliados poderão gerar motivação econômica para que o usuário quantifique o valor da previsão.

Murphy (1993) classifica uma boa previsão em três tipos; (1) existência de correspondência entre o julgamento dos previsores e de suas previsões (consistência) (2) existência de correspondência entre a previsão e a observações (qualidade) (3) e o aumento dos benefícios econômicos obtidos pelo uso das previsões na tomada de decisão (valor econômico).

Segundo WWRP/WGNE, (2008) existem vários motivos para avaliação ou verificação quantitativa da previsão de precipitação, entre esses pode citar como mais importantes (a) o monitoramento da qualidade da previsão ao longo do tempo (b) a comparação de diferentes sistemas de previsão e (c) o aperfeiçoamento da qualidade da previsão através do entendimento dos erros gerados.

O critério de avaliação das previsões de precipitação obtidas através dos MCRs pode ser realizado por (Pielke, 2002): (a) teoria analítica análoga, em que é comparada a solução numérica do modelo com a solução analítica; (b) comparação com outros modelos atmosféricos, em que se compara o resultado de uma simulação particular de um modelo com outros modelos de diferentes configurações; (c) comparação com modelos de diversas formulações opostas; (d) balanço da quantificação de processos físicos, em que é realizado um balanço da energia e da massa simulada pelo modelo de forma a facilitar a compreensão dos processos físicos; (e) comparação com observações. Neste último caso, a validação do modelo usando observações pode ser dividida em duas classes gerais: (1) validação subjetiva e (2) validação quantitativa pontual e de padrões. Na validação subjetiva, um ou mais campos de previsão são comparados qualitativamente com as observações e relacionados com o fenômeno. Já na validação quantitativa, como no caso ponto-a-ponto, é verificada a correspondência entre as previsões do modelo e as observações de um mesmo parâmetro meteorológico de maneira a se obter um teste quantitativo da destreza do modelo. O critério de avaliação através da comparação com observação é o mais comum (Demirtas et al., 2005). Entretanto, a densidade de estações pluviométricas na bacia de estudo influencia diretamente na qualidade da avaliação, sendo praticamente inviável a manutenção de uma rede de pluviômetros suficientemente densa para avaliar previsões de precipitação em cada ponto de grade quando utilizado modelos

atmosféricos de alta resolução (Benoit et al., 2000). Duas alternativas nessa avaliação é a interpolação dos valores da precipitação prevista em cada ponto de grade do modelo atmosférico para o posto de observação de interesse ou a utilização de modelos hidrológicos acoplados a modelos atmosféricos, de forma que a bacia hidrográfica em uma macroescala pode ser vistas como um 'grande pluviômetro' que apresenta o efeito da precipitação na vazão.

A alternativa de interpolação dos pontos de grade para o posto de observação é usada operacionalmente em alguns centros de previsões do tempo como: O Centro Europeu de Previsões de Tempo de Médio Prazo (ECMWF), Serviço Meteorológico da Alemanha (DWD), Serviço Meteorológico do Estado da Turquia (TSMT) e outros. Nesse trabalho, esta mesma alternativa também foi adotada para avaliação da previsão simulada pelo Modelo Atmosférico Regional BRAMS.

Usando o critério de comparação com observações, recentemente, muitos trabalhos avaliaram simulações de precipitações produzidas pelo BRAMS quando submetido a diferentes parametrizações (Aragão et al., 2006; Alonso, 2006; Ricarte et al., 2006; Clemente et al., 2006; Coutinho et al., 2006; Beserra e Cavalcanti, 2006; Treichrieb, 2008). A maioria desses trabalhos indica que o BRAMS é capaz de simular os padrões da precipitação observada, mas apresenta tendência de superestimativa da precipitação, como pode ser evidenciado no trabalho de Treichrieb (2008) que identificou superestimativa da chuva para o Nordeste do Rio Grande do Sul em três resoluções de grades diferentes (5 , 10 e 20 km) das quais a grade de menor resolução analisada (20 km) apresentou sensível melhoria nos resultados com redução da superestimativa da chuva ao longo de seis meses de simulações. Já em Alonso (2006), que testou a eficiência das parametrizações convectivas em simular eventos severos com o BRAMS, também foi verificado, entre outras conclusões, a superestimativa da precipitação observada em um mês chuvoso quando utilizada a parametrização convectiva de Grell (Grell, 1993).

Nesse sentido, este trabalho tem o propósito científico, no qual diversos índices são gerados e comparados com dados observados e entre si, com a intenção de verificar a simulação de precipitação do modelo BRAMS, bem como a de detectar

possíveis erros sistemáticos do modelo nas simulações de precipitação em uma bacia hidrográfica do semiárido. Quanto à classificação esse trabalho verifica a qualidade através da comparação da correspondência das simulações em relação à observação com a motivação de aperfeiçoar a qualidade.

Um dos procedimentos mais comuns de avaliação de modelos numéricos de previsão de tempo é o uso de tabelas de contingências, das quais se obtêm escores que é uma medida relativa de exatidão entre os valores previstos pelo modelo e valores de referência, como por exemplo, valores observados para datas específicas, climatologia, etc.

A avaliação através dos índices calculados e a estratificação da precipitação simulada pelo BRAMS na bacia hidrográfica analisada seguem algumas recomendações da Organização Mundial de Meteorologia (WWRP/WGNE, 2008). Essas recomendações da Organização Mundial de Meteorologia adotadas nesse trabalho são apresentadas na Tabela 3.5. A intensidade de limiares de precipitação foi adaptada para intervalos de 5 mm para elaboração de tabelas de contingência.

A avaliação das simulações de precipitação em 11 faixas de intensidade (de 5mm até o valor de 50mm) é muito criteriosa e exigente, facilitando a identificação de padrões simulados, como por exemplo o *viés* do modelo em simular valores em determinadas faixas.

Tabela 3.5. Estratificação da precipitação simulada a ser avaliada

	Estratificação
Tempo	Acumulado de 24h (12UTC de cada dia)
Período	Chuva efetiva para cada ano
Limiar de intensidade da precipitação	0-5, 5-10, 10-15, 15-20, 20-25, 25-30, 30-35, 35-40, 40-45 e 45-50 mm

O critério objetivo de seleção dos períodos efetivos de chuva para a bacia dentro do semestre simulado, foi o critério adaptado de Sansigolo (1989) em que o período se inicia quando não ocorre seqüências de 7 dias sem chuvas nos 30 dias

seguintes e termina quando ocorre uma seqüência de pelo menos 15 dias sem chuva. Uma adaptação do critério citado foi se considerar que o atendimento ao mesmo deve ser determinado pelo valor médio das datas de início e término de todos os postos de observação de forma que a análise ficou fixada em uma mesma data para todos os postos da bacia. Os períodos selecionados são apresentados na Tabela 3.6.

Tabela 3.6. Períodos efetivos de chuva analisados

Ano	Data de início	Data de término	Total de dias
2004	09/janeiro	11/março	62
2005	10/fevereiro	31/março	50
2006	14/fevereiro	02/maio	78
2007	13/ fevereiro	02/maio	79
2008	09/ fevereiro	31/maio	107
2009	20/ fevereiro	31/maio	101

3.8.1. Probabilidade condicional de ocorrência da chuva

A determinação de faixas ou categorias através de limiares de intensidade da precipitação é uma avaliação discreta de uma série de dados contínua. Desse modo, a análise da distribuição conjunta das probabilidades das séries pode ser realizada em função da probabilidade condicional de chuva observada (P_{obs_i}) e simulada (P_{simul_j}), onde i e j variam de 1 a N , sendo N a quantidade de categoria (Wilks, 2006). Nesse trabalho foram utilizadas 11 categorias.

Como definido em Wilks (2006) a ocorrência de todas as combinações entre $Simul_j$ e Obs_i é definida através da função bivariada $P(obs_i, simul_j)$ da qual pode ser fatorada de duas maneiras.

$$P(obs_i, simul_j) = P(simul_j | obs_i) \cdot P(simul_j) \quad (3.26)$$

$$P(simul_j | obs_i) = P(obs_i | simul_j) \cdot P(obs_i) \quad (3.27)$$

em que:

$P(simul_j | obs_i)$ – probabilidade do valor da simulação ‘ $simul_j$ ’ ocorrer dado que o da observação ‘ obs_i ’ ocorra.

$P(\text{obs}_i | \text{simul}_j)$ - probabilidade do valor da observação 'obs_i' ocorrer dado que o da simulação 'simul_j' ocorra.

$P(\text{simul}_j)$ – probabilidade da simulação 'simul_j' ocorrer.

$P(\text{obs}_i)$ - probabilidade da observação 'obs_i' ocorrer.

As combinações apresentadas nas equações (3.26 e (3.27 podem ser organizadas através de tabelas de contingência para o auxílio na análise da simulação. A Tabela 3.7 mostra uma tabela de contingência de previsão do tipo sim/não. É mostrada também na Tabela 3.7 a redução de uma tabela com três categorias ($i=j=3$) em uma de duas categorias ($i=j=2$).

Tabela 3.7. Representação de uma tabela de contingência 2x2 (A) e tabela de contingência 3x3 (B) reduzida a uma tabela 2x2 (C) (adaptado de Wilks, 2006).

A.

		Observado		ΣSimul.
		Sim	Não	
Simul.	Sim	a	b	a+b
	Não	c	d	c+d
ΣObserv.		a+c	b+d	Total=a+b+c+d

B.

		Observado			ΣSimul.
		Faixa 1	Faixa 2	Faixa 3	
Simul.	Faixa 1	r	s	t	r+s+t
	Faixa 2	u	v	w	u+v+w
	Faixa 3	x	y	z	x+y+z
ΣObserv.		r+u+x	s+v+y	t+w+z	Total

C.

Faixa 1		Faixa 2		Faixa 3	
a = r	b = s+t	a = v	b = u+w	a = z	b = x+y
c=u+x	d = v+w+y+z	c=s+y	d = r+t+x+z	c=t+w	d = r+s+u+z

As freqüências de acertos ou erros mostradas através das letras nas tabelas de contingências 2x2 (Tabela 3.7) representam:

a – Número de eventos de previsão de ocorrência de precipitação que foram realmente observadas.

b – Número de eventos de previsão de ocorrência de precipitação que não houve observação de chuvas.

c – Número de eventos de previsão de não ocorrência de precipitação que ocorreu observação de chuvas. Em um sistema perfeito de previsão $b=c=0$

d – Número de eventos de previsão de não ocorrência de precipitação que realmente não houve observação de chuvas.

A partir das tabelas 2x2 podem-se determinar as probabilidades condicionais através da relação entres os valores a, b, c e d.

$$P(\text{obs}_{\text{sim}} | \text{simul}_{\text{sim}}) = a/(a+b) \quad (3.28)$$

$$P(\text{obs}_{\text{não}} | \text{simul}_{\text{sim}}) = b/(a+b) \quad (3.29)$$

$$P(\text{obs}_{\text{sim}} | \text{simul}_{\text{não}}) = c/(c+d) \quad (3.30)$$

$$P(\text{obs}_{\text{não}} | \text{simul}_{\text{não}}) = d/(c+d) \quad (3.31)$$

3.8.2. Estatística de ocorrência de chuva

3.8.2.1. Índices de verificação da previsão

A partir das tabelas de contingência, como mostrado na Tabela 3.7, podem-se determinar diferentes índices para medir a habilidade, precisão e viés (ou tendência) do BRAMS em simular a precipitação.

Os índices de precisão muito comuns são: a Taxa de Acerto (TA), a Probabilidade de Detecção (PD) e o Falso Alarme (FA) (Justi da Silva et. al., 2000, Pinto et al., 2005, Sansigolo, 1989). Baseados em tabelas de contingência de dimensão 2x2 os índices são determinados da seguinte maneira:

Tabela 3.8. Tabela de contingência de dimensão 2x2*

	Observado		ΣSimul.	
	Sim	Não		
Simul.	Sim	a	b	a+b
	Não	c	d	c+d
ΣObserv.	a+c	b+d	Total=a+b+c+d	

* em um sistema ideal de previsão c=b=0

$$TA = \frac{a + d}{a + b + c + d} \quad (3.32)$$

$$PD = \frac{a}{a + c} \quad (3.33)$$

$$FA = \frac{b}{a + b} \quad (3.34)$$

A **Taxa de Acerto (TA)** representa o percentual de acerto das previsões do modelo incluindo as ocorrências ou não do evento. Seu valor ideal é igual a 1. Permite analisar a precisão da simulação no conjunto de pontos simulados.

A **Probabilidade de Detecção (PD)** representa a probabilidade de ocorrência de um evento supostamente previsto pelo modelo. É a probabilidade das diversas simulações preverem corretamente um evento de precipitação quando essa é realmente observada. Uma previsão perfeita PD=1 ou que indica que c=0 (Tabela 3.7).

O **Falso Alarme (FA)** é a proporção de eventos simulados em certos intervalos que não se concretizaram. O valor ideal é igual a zero (b=0) e o pior valor é 1 (a=0). O primeiro indica que, em todos os eventos observados, o modelo conseguiu prever na categoria correta, enquanto que no segundo, o modelo sempre previu um evento em uma categoria quando na realidade ocorreu em outra.

Outra análise comumente realizada é a medida do viés ou tendência da previsão através do uso do índice **BIAS (B)**. O BIAS compara a quantidade de 'sim' previstos pelo modelo com os da observação. Uma previsão sem viés teria B=1,

indicando que o evento foi previsto na mesma quantidade de vezes que foi observado. O BIAS não é uma medida de precisão do modelo, mas um índice capaz de indicar informações sobre a correspondência entre previsão *versus* observação em eventos de ocasião particular indicando seu possível viés (Wilks, 2006). BIAS maior que a unidade indica que o evento foi previsto com mais frequência que observado. Conseqüentemente BIAS menor que a unidade indica que o evento foi previsto com menor frequência que observado. Informações adicionais a respeito da formulação teórica dos índices citados podem ser obtidas em Murphy e Winkler (1987) e Wilks (2006).

$$B = \frac{a + b}{a + c} \quad (3.35)$$

3.8.3. Correlação entre a chuva simulada e observada

Para medir o grau de associação entre a precipitação observada (P_{obs}) e a precipitação simulada (P_{sim}) foi determinado o coeficiente de correlação (equação (3.36)) nas diferentes escalas temporal (chuva acumulada para 24 horas e acumulada para 10 dias) e espaciais (pontual e média espacial na bacia). Esse coeficiente pode variar de -1 a +1, no caso de $r=0$ não existe correlação (ou dependência linear) entre as variáveis e se $r>0$ uma das variáveis (no caso a precipitação observada ou simulada) cresce quando a outra aumenta. Caso $r<0$ as precipitação crescem em direções opostas (Naghattini e Pinto, 2007).

$$r = \frac{\sum[(P_{obs} - \bar{P}_{obs}) \cdot (P_{sim} - \bar{P}_{sim})]}{\sqrt{\sum(P_{obs} - \bar{P}_{obs})^2 \cdot \sum(P_{sim} - \bar{P}_{sim})^2}} \quad (3.36)$$

em que:

r – correlação entre a precipitação observada e a simulada

P_{obs} - é a precipitação observada para o dia t

P_{sim} - é a precipitação simulado para o dia t

\bar{P}_{obs} - é a média da precipitação observada para o período

\bar{P}_{sim} - é a média da precipitação simulada para o período

3.8.4. Correção da previsão de precipitação

Carvalho, et al. (2008) atentam para a necessidade do uso de metodologias para correção das saídas dos modelos de previsão de tempo.

Para o caso da precipitação, alguns trabalhos utilizaram correção de precipitação com o objetivo de remover erros sistemáticos do modelo atmosférico (Fuchs et al., 2001; Wood et al., 2002; Tucci et al., 2003; Sheffield et al., 2004; Ines e Hansen, 2006; Misra, 2007).

A metodologia aqui testada (3.37) para correção da precipitação é a mesma apresentada por Galvão (2005) e utilizada por Oliveira (2006) para correção das previsões climáticas de precipitação na mesma bacia em estudo.

$$P_{Ci,j} = \bar{P}_{Oi} + \frac{\sigma_{Oi}}{\sigma_{Pi}} (P_{i,j} - \bar{P}_{Pi}) \quad (3.37)$$

em que:

$P_{Ci,j}$ - é a precipitação corrigida do dia i no ano j.

\bar{P}_i - é a climatologia do dia i, observada (\bar{P}_{Oi}) ou prevista (\bar{P}_{Pi})

σ_i - desvio padrão do dia i, observada (σ_{Oi}) ou prevista (σ_{Pi})

A climatologia foi calculada utilizando a média em torno dos 30 dias dos dias em análise [i-15;i+15] para os anos de 2004 a 2009. Valores de $P_{Ci,j}$ menor que zero são considerados iguais a zero.

3.9. Avaliação das simulações de vazão

Os resultados das simulações foram avaliados através da análise visual do ajuste das curvas observadas e simuladas, de uma função objetivo e do coeficiente de correlação. Com o objetivo de verificar a proporção com que o modelo explica a variância das vazões observadas utilizou-se como função objetivo o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (1970) (equação (3.38)).

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim(t)} - Q_{obs(t)})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs(t)} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (3.38)$$

em que:

NS – é o coeficiente eficiência de Nash-Sutcliffe

$Q_{sim(t)}$ – é a vazão simulada no tempo t

$Q_{obs(t)}$ – é a vazão observada no tempo t

\bar{Q}_{obs} - é a vazão média observada

O NS pode variar de menos infinito ao valor unitário, sendo o valor unitário o ajuste perfeito, mas valores acima de 0,70 mostram ajuste razoável e sendo maior que 0,80 considerado como bons (Tucci, et al., 2003). Ressalta-se que o coeficiente NS é tendencioso uma vez que é mais sensível aos erros nas vazões máximas do que nas mínimas, no entanto como a análise aqui realizada é direcionada para previsão e alerta de cheias esse coeficiente é adequado ao propósito.

3.9.1. Correlação entre a vazão simulada e observada

Assim como na análise da precipitação, na vazão também foi determinado o coeficiente de correlação com o objetivo de medir o grau de associação entre a vazão observada (Q_{obs}) e a vazão simulada (Q_{sim}).

$$r = \frac{\sum[(Q_{obs} - \bar{Q}_{obs}) \cdot (Q_{sim} - \bar{Q}_{sim})]}{\sqrt{\sum(Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2 \cdot \sum(Q_{sim} - \bar{Q}_{sim})^2}} \quad (3.39)$$

em que:

r – correlação entre a vazão observada e a simulada

Q_{obs} - é a vazão observada para o dia t

Q_{sim} - é a vazão simulado para o dia t

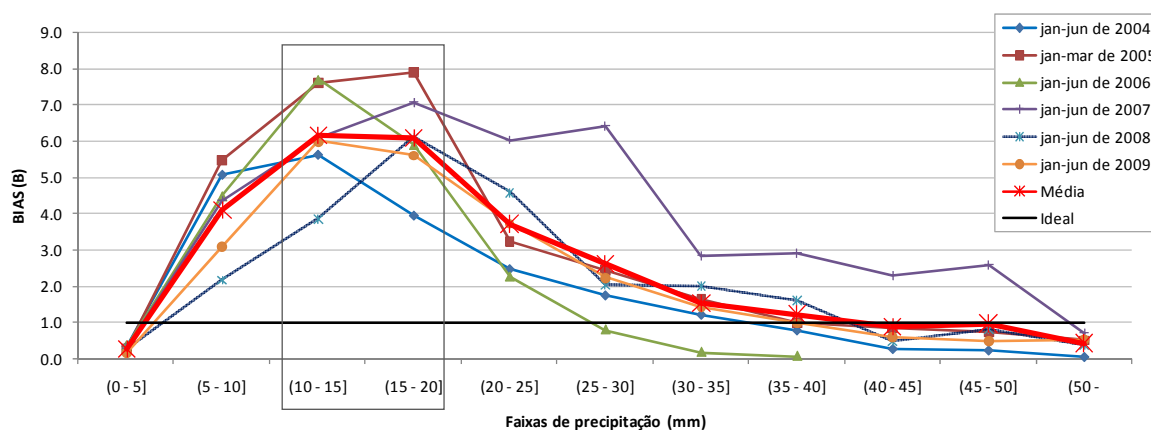
\bar{Q}_{obs} - é a média da vazão observada para o período

\bar{Q}_{sim} - é a média da vazão simulada para o período

4. Resultados e Discussão

4.1. Avaliação das simulações de precipitação do modelo BRAMS

As simulações da precipitação obtidas com o modelo BRAMS quando comparadas com as observações, mostraram que o modelo apresenta *viés* (ou tendência) na quantificação da precipitação, alocando com maior frequência a precipitação nas faixas (10-15 mm] e (15-20 mm]. O *viés* apresentado pelo modelo no intervalo citado, fez com que as observações menores que 5 mm fossem superestimadas enquanto que valores de maior magnitude fossem subestimadas. A Figura 4-1 mostra o índice BIAS para os períodos simulados entre os anos de 2004 a 2009 conforme é detalhado na (Tabela 3.3). Os maiores valores do BIAS nas faixas (10-15 mm] e (15-20 mm] indica que, nessas faixas, o modelo simulou a chuva com maior frequência do que foi realmente observada.



Observação: os parênteses e colchetes que determinam cada faixa de precipitação significam 'maior que' e 'menor ou igual que' respectivamente.

Figura 4-1. Viés do modelo BRAMS em simular a precipitação diária nos períodos de janeiro a junho (exceto 2005) nos anos 2004 a 2009.

No conjunto das simulações, verificou-se que ocorre redução considerável do *viés* do modelo quando se avalia faixas de precipitação acima de 30 mm (obtendo $BIAS_{\text{médio}}$ de 0,97 para a faixa de (45-50 mm]). Os valores próximos do valor ideal

($BIAS_{ideal}=1$) indica que nas faixas acima de 30 mm o modelo apresenta tendência em simular valores fora da faixa considerada quando a mesma é observada.

A análise realizada para os intervalos que oportunamente foram determinados por dois limiares ($>x_1$ e $\leq x_2$) não permite afirmação quanto ao comportamento do modelo em superestimativa ou subestimativa das intensidades contidas nessas faixas, uma vez que os valores que estão fora da faixa analisada podem ser maiores ou menores, já que o índice relaciona a frequência de valores simulados em cada faixa de precipitação com a observação. Dessa forma, o que análise preliminar através do BIAS para as faixas com duplo limiar pode informar é se a frequência da precipitação na qual o modelo simulou é compatível com a frequência das observações para a mesma faixa. Desta forma, pode-se aferir tendência na ocorrência das simulações, mas não se pode inferir se essa tendência é em superestimar ou subestimar. Já para os valores extremos das categorias selecionadas uma interpretação da intensidade a partir do viés pode ser realizada, uma vez que os limiares das faixas de precipitação apresentam apenas um limiar (>50 mm ou ≤ 5 mm).

Na verificação do comportamento do modelo em simular as diversas faixas, observou-se que para chuvas observadas menores ou iguais a 5 mm e maiores que 40 mm o BRAMS subestimou a ocorrência, enquanto que as chuvas no intervalo de 5 a 40 mm houve superestimativa da sua ocorrência. A observação do BIAS para todos os anos e da média de 0,28 e 0,43 para os limiares menor ou igual a 5 mm e maior que 50 mm, respectivamente, mostra essa tendência do modelo, uma vez que foi simulado nesses limiares em menor frequência do que realmente foi observado ($B < 1$).

O BIAS calculado para as chuvas simuladas superiores a 50 mm mostra que o BRAMS simulou chuvas dessa magnitude com a frequência média de 43% das chuvas observadas nesse limiar.

Um exemplo da magnitude de limiares considerados de grande intensidade em tabelas de contingências são os valores de 25,4; 38,1 e 50,8 mm adotados pelo NCEP/NOAA (Chou e Silva, 1999).

Simulações acima de 30 mm (consideradas como de grande intensidade) têm importância especial, devido à complexidade na sua determinação e reduzida

frequência de ocorrência. Particularmente na bacia hidrográfica em estudo a ocorrência de chuvas superiores a 50 mm têm frequência de apenas 2% nos postos pluviométricos analisados para os anos 2004-2009, mostrando dessa forma que a simulação de valores dessa magnitude, com precisão espacial e temporal, exige certa habilidade do modelo em captar os mecanismos formadores de chuva dessa magnitude.

Por outro lado, as chuvas observadas inferior a 5 mm ocorrem com grande frequência nos postos pluviométricos (78% do total), especialmente os dias sem chuva, mas em média apenas 28% dos valores observados nessa faixa foram simulados pelo modelo quando observada nessa mesma faixa. O fato do BRAMS representar melhor os valores superiores a 50 mm do que os inferiores a 5 mm se deve em parte ao intervalo adotado para os limiares definido de 0 a 5 mm reduzindo as chances de 'acertos' nessa faixa, ao contrário do limiar definido como maior que 50 mm que representa um intervalo mais abrangente e pode captar qualquer valor acima desse limiar.

O modelo BRAMS mostrou deficiência na simulação dos dias em que não ocorreu chuva, como é mostrado na Figura 4-2 que apresenta as frequências da precipitação simulada (eixo y), quando na ocasião a precipitação observada foi de zero milímetro ($P_{obs} = 0$ mm) para o mesmo posto de observação. Destacando o limiar de 5 mm, verificamos que quando a precipitação observada foi zero obteve-se em 50% das simulações valores iguais ou superiores a 5 mm. Dessa forma, em se tratando dos dias em que não houve chuva observada, maior credibilidade é dada ao modelo apenas para valores simulados maiores ou iguais a 10 mm.

Em uma análise geral do erro cometido pelo modelo em simular a chuva observada, mostrou que 27,3% dos desvios são menores ou iguais a 5 mm (erro de menor magnitude) e uma considerável porcentagem dos erros estão entre 5 e 15 mm, aproximadamente 43,3%, confirmando a tendência do modelo em superestimar algumas faixas de chuva observada.

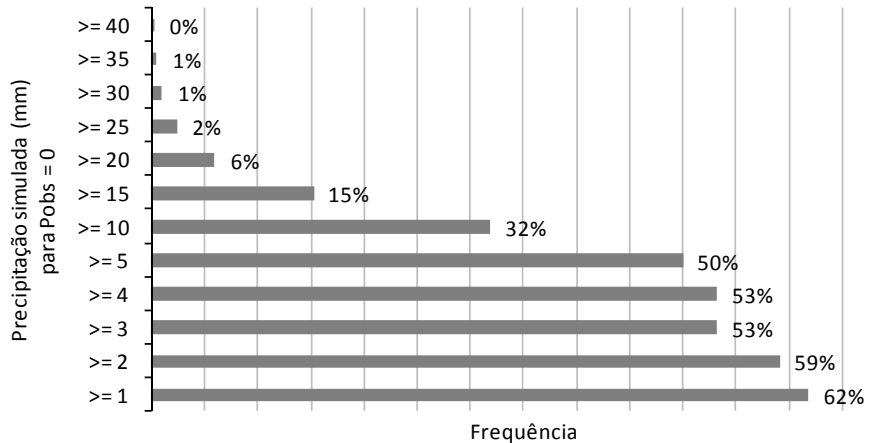


Figura 4-2. Frequência da precipitação diária simulada pelo BRAMS a partir de determinados limiares nos dias em que a chuva observada foi zero (Pobs=0 mm) para 30 postos na bacia do Rio Piancó nos períodos simulados entre os anos 2004 a 2009.

Os erros negativos (caso em que o modelo subestima) aparecem com menor frequência que os erros positivos. Esse comportamento é mostrado através da assimetria apresentado pela distribuição de frequência mostrado na Figura 4-3.

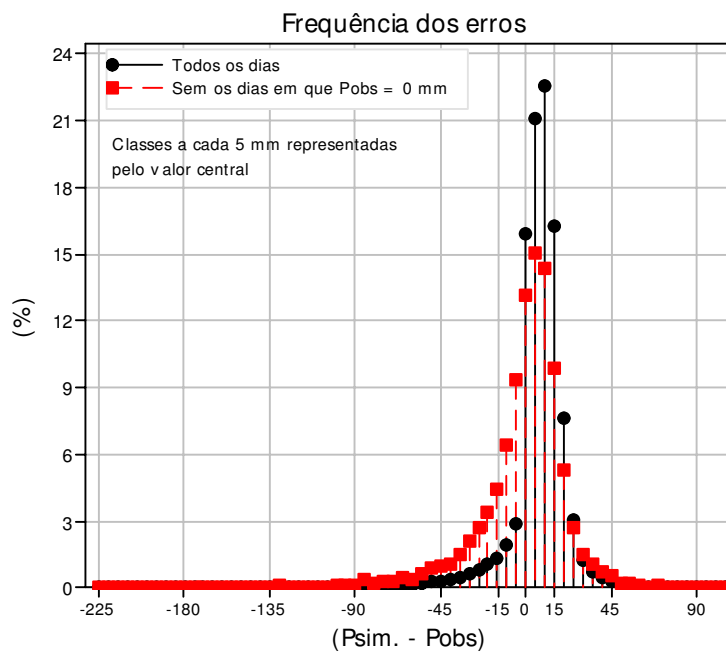


Figura 4-3. Frequência dos erros cometidos pelo BRAMS em simular a precipitação diária observada em todos os períodos (2004 a 2009) em 30 postos pluviométricos na bacia do Rio Piancó

A remoção dos dias em que a chuva observada foi zero reduziu significativamente a frequência dos erros no intervalo entre 2,5 a 17,5mm, com destaque para a classe 7,5-12,5 mm que houve redução em 8,2%. O erro da classe -2,5 a 2,5 (indicada pelo valor central zero) também reduziu o percentual (2,9%), apesar de ser desejável que a maior frequência dos erros ocorram nessa classe uma vez que sua magnitude é a menor de todas as classes.

Em consequência da redução das frequências citadas causadas pela remoção dos dias sem chuva ($P_{obs}=0$), houve aumento das frequências dos erros negativos indicando que com a remoção dos dias sem chuvas observadas os dias em que $P_{sim}<P_{obs}$ tornam-se mais frequentes reduzindo dessa forma a assimetria da distribuição de frequência. Esse resultado confirma as altas porcentagens da precipitação simulada (P_{sim}) entre 1 a 5 mm quando na ocasião a observação foi zero ($P_{obs}=0$) (Figura 4-2) de maneira que ao remover os dias em que $P_{obs}=0$ houve redução considerável dos erros positivos (superestimativa).

4.1.1. Avaliação das simulações de precipitação do modelo BRAMS em períodos efetivos de chuva

Na avaliação da destreza do BRAMS em simular precipitação durante os períodos efetivos de chuva (Tabela 3.6) nos anos de 2004-2009, foram usados gráficos de frequência, dispersão e os índices: BIAS (B), Taxa de Acerto (TA), Probabilidade de Detecção (PD) e Falso Alarme (FA).

A Figura 4-4 apresenta o gráfico de dispersão dos dados simulados pelo BRAMS e observado nos 30 postos pluviométricos da bacia estudo. Nesse gráfico pode-se observar uma tendência do modelo em subestimar os valores observados da precipitação, principalmente superiores a 30 mm, enquanto superestima valores de menor magnitude da chuva observada. Nessa figura, como observado anteriormente, verifica-se que o modelo simula chuva com certa frequência mesmo nos dias em que não houve ocorrência de chuva ($P_{obs}=0$ mm), essa observação pode ser reforçada através dos gráficos de distribuição da frequência dos dados simulados (eixo vertical)

no qual os valores de pequena magnitude se apresentam em menor frequência quando comparado com os observados (eixo horizontal).

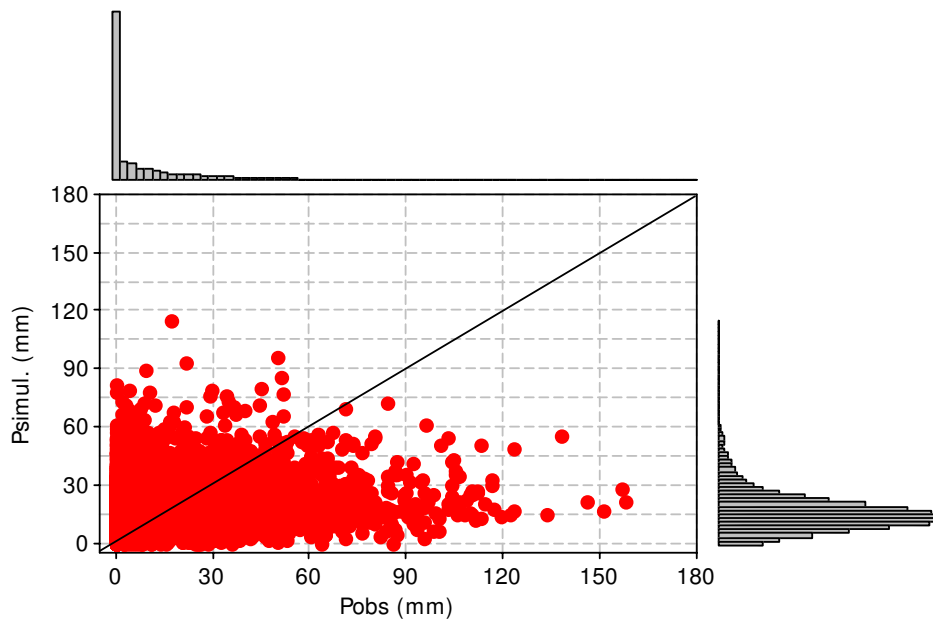


Figura 4-4. Gráfico de dispersão e da distribuição de frequência da chuva diária simulada e observada nos períodos efetivos de chuva (2004-2009) em 30 postos de observação na bacia do Rio Piancó

Outras características mostradas através da Figura 4-4 são: a grande frequência de dias observados sem chuva dentro dos períodos considerados como mais chuvosos e a grande frequência de valores simulados em torno de 15 mm.

Em relação ao erro nos períodos efetivos de chuva o modelo mantém a tendência de alocação da chuva em torno de 15 mm e verificou-se que cerca de 40% dos erros cometidos pelo modelo em simular a precipitação está no intervalo de 10 a 15 mm (Figura 4-5). O desejável para o histograma de erro seria que a maior porcentagem se concentrasse na classe próxima de zero, pois assim demonstraria que o modelo não estaria cometendo erros de magnitude considerável, no entanto a classe em torno do zero (-1,25 a 1,25 mm) apresenta menos de 5% de ocorrência. Desse modo, a assimetria positiva da distribuição de frequência dos erros mostra a tendência do modelo em superestimar (maior ocorrência de $P_{simul.} > P_{obs}$) certas faixas de

precipitação observada, provavelmente as observadas em menor magnitude que ocorrem em maior frequência.

Com objetivo de identificar as faixas de precipitação simuladas pelo modelo nas quais os erros foram mais frequentes, foi construída uma tabela de contingência (Tabela 4.1) para o período de chuva efetiva, na qual os valores dos limiares de precipitação são estratificados em intervalos de 5 mm, iniciando em 5 mm até o valor máximo de 50 mm, de forma a determinar os índices estatísticos para cada intervalo.

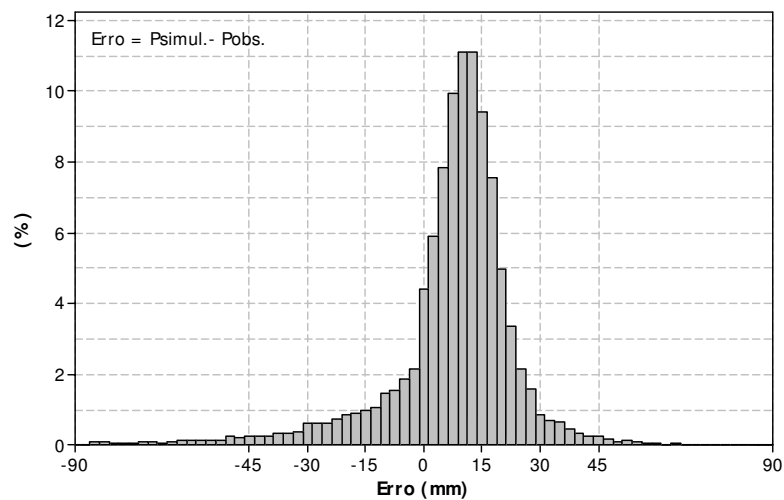


Figura 4-5. Histograma dos erros na simulação de precipitação diária durante os períodos efetivos de chuva em 30 postos de observação na bacia do Rio Piancó

Na Tabela de contingência mostrada, observa-se que do total de observações (12.837) cerca de 70% das ocorrências foram observadas menores que 5 mm e dos 70% apenas em 12% dos casos o modelo simulou corretamente no intervalo observado corretamente.

As porcentagens mostradas confirmam o comportamento mostrado no gráfico de dispersão da Figura 4-4 em que a ocorrência de chuva simulada pelo modelo aponta dificuldade em simular a chuva de baixa intensidade.

Tabela 4.1. Tabela de contingência dos valores observados e simulados pelo BRAMS para os períodos de chuva efetiva nos anos de 2004-2009 em 30 postos pluviométricos na bacia do Rio Piancó.

Limiares de precip. (mm)		OBSERVADO										Total de ocorrências	
		(0-5]	(5-10]	(10-15]	(15-20]	(20-25]	(25-30]	(30-35]	(35-40]	(40-45]	(45-50]		(50-
SIMULADO	(0-5]	1.016	49	37	17	19	16	10	3	3	6	12	1.188
	(5-10]	1.860	140	94	54	45	38	33	22	13	16	39	2.354
	(10-15]	2.346	257	156	119	81	47	45	36	37	19	84	3.227
	(15-20]	1.736	264	175	130	123	79	55	58	32	38	103	2.793
	(20-25]	797	158	128	89	64	55	55	33	32	19	75	1.505
	(25-30]	321	72	70	49	37	38	19	15	19	14	62	716
	(30-35]	137	45	44	31	38	22	10	17	7	12	36	399
	(35-40]	90	25	28	24	17	13	12	6	7	5	20	247
	(40-45]	42	23	16	13	7	16	8	8	5	4	12	154
	(45-50]	28	17	14	6	5	4	4	3	4	2	6	93
(50-	41	29	12	11	11	5	11	7	2	5	27	161	
Total de ocorrências		8.414	1.079	774	543	447	333	262	208	161	140	476	12.837

Observação: (a) os parênteses e colchetes que determinam cada faixa de precipitação significam 'maior que' e 'menor ou igual que' respectivamente. (b) os valores na diagonal principal (em negrito) representam a freqüência de acertos do modelo quando comparado com os dados observados nos postos pluviométricos.

A análise por limiares em intervalos de 5 mm torna o intervalo de erro de intensidade permitido para modelo muito pequeno, conseqüentemente reduz a porcentagem de acertos do modelo (erro de intensidade). Já a análise no posto pluviométrico (ao invés de área) exige do modelo maior precisão no espaço para coincidir o valor pontualmente observado com o simulado. Por fim, a chuva acumulada para um dia exige certa precisão no tempo, não permitindo erro na alocação da chuva no tempo superior a $\pm 24h$ com relação ao dia de observação (erro temporal).

A Figura 4-6 mostra a PD do BRAMS em simular a precipitação no período de chuva efetiva nas diferentes faixas de precipitação no conjunto de períodos de chuva efetiva nos anos de 2004-2009. Através desta figura, pode-se observar o aumento percentual de acerto pelo modelo quando o valor da precipitação simulada são maiores que 10 mm e menores que 20 mm. Esse percentual de acerto é explicado pelo fato do modelo concentrar grande parte dos valores simulados devido nessas faixas devido ao viés apresentado facilitando a concordância com os valores que ocasionalmente são observados nessa faixa.

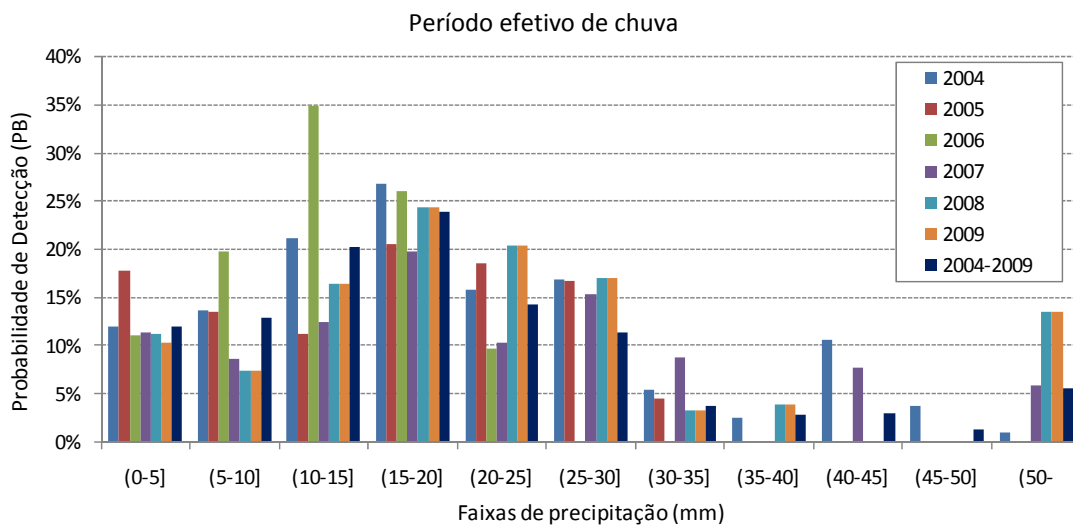
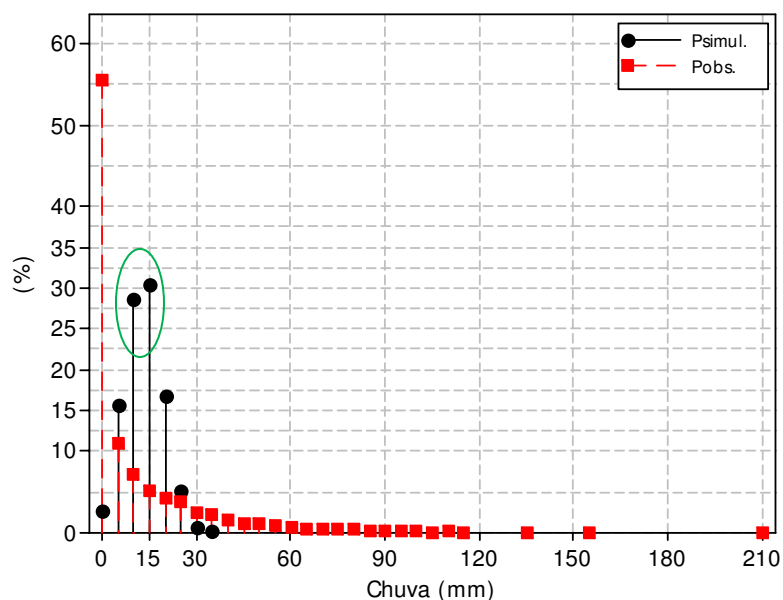


Figura 4-6. Probabilidade de Detecção (PD) para as faixas de precipitação diária observada.

Os valores observados que estão nas faixas de 30 a 50 mm demonstram baixa PD para alguns anos e para outros o modelo não consegue percentuais de acertos

nessas faixas (0% de acertos). O índice PD é uma relação dos acertos do modelo em relação ao total observado na faixa.

Observa-se ainda, que o período efetivo de chuva de 2006 apresentou comportamento diferenciado obtendo maior porcentagem de acertos nas faixas (5-10] e (10-15] que os demais. A porcentagem acentuada de acertos nas faixas citada pode ser explicado através da visualização do histograma apresentado na Figura 4-7, na qual observa-se que cerca de 60% dos valores simulados ocorreram nas classes 7,5 a 12,5 mm e 12,5 a 17,5 mm (terceira e quarta classe da direita para esquerda marcadas em preto) o que facilita na concordância com valores observados nessa faixa.



Classes estão divididas em faixas de 5 mm; a primeira classe -2,5 a 2,5mm

Figura 4-7. Histograma da precipitação diária simulada pelo BRAMS e observada nos postos pluviométricos para o período efetivo de chuva de 2006.

4.1.2. Índices de precisão e de tendência do BRAMS na simulação da precipitação

Os índices estatísticos determinados para o período efetivo de chuva foram utilizados também por Oliveira (2006) e obedeceram a seguinte ordem:

- **Ocorrência de chuvas fortes:** dias que as chuvas observadas foram maiores que 30 mm.
- **Ocorrência de chuvas extremas:** dias em que a chuva observada foi superior a 50 mm.

Para as chuvas extremas, as Taxas de Acertos (TA) obtidas indicam valores altos (cerca de 95%) para todos os anos (Figura 4-8D). As altas taxas de acerto são conseqüências das simulações em que o modelo indicou chuvas menores que 50 mm e na ocasião foi confirmado pela observação (indicado pela letra 'd'). Esse comportamento era de se esperar uma vez que chuvas consideradas de menor magnitude acontecem com maior freqüência e como analisado em itens anteriores o modelo simula valores dessa grandeza com maior freqüência devido ao viés apresentado pelo modelo. Já o índice Probabilidades de Detecção (PD) apresentou-se baixo para todos os anos em relação às chuvas fortes e extremas e o Falso Alarme (FA) mostrou-se alto. Esses valores para os dois índices são explicados pela baixa quantidade de valores simulados pelo modelo dentro dos limiares analisados corretamente, ou seja, em muitas das vezes o modelo simulou chuva forte e extrema e não foi observada (o que gerou alto valor de FA), por outro lado, quando o BRAMS não simulou as chuvas fortes e extremas as mesmas foram observadas (o que tornou baixa a probabilidade em se detectar chuvas dessa magnitude). O erro entre a intensidade da chuva simulada no tempo, que levou índices como PD e FA serem ruins, indicando que o BRAMS consegue simular valores de chuvas fortes e extremas, mas, no entanto esses valores estão alocados nos dias e/ou nos postos pluviométricos errados. Observa-se também que para todos os anos nos períodos efetivos de chuva o FA é sempre maior que a probabilidade de detecção.

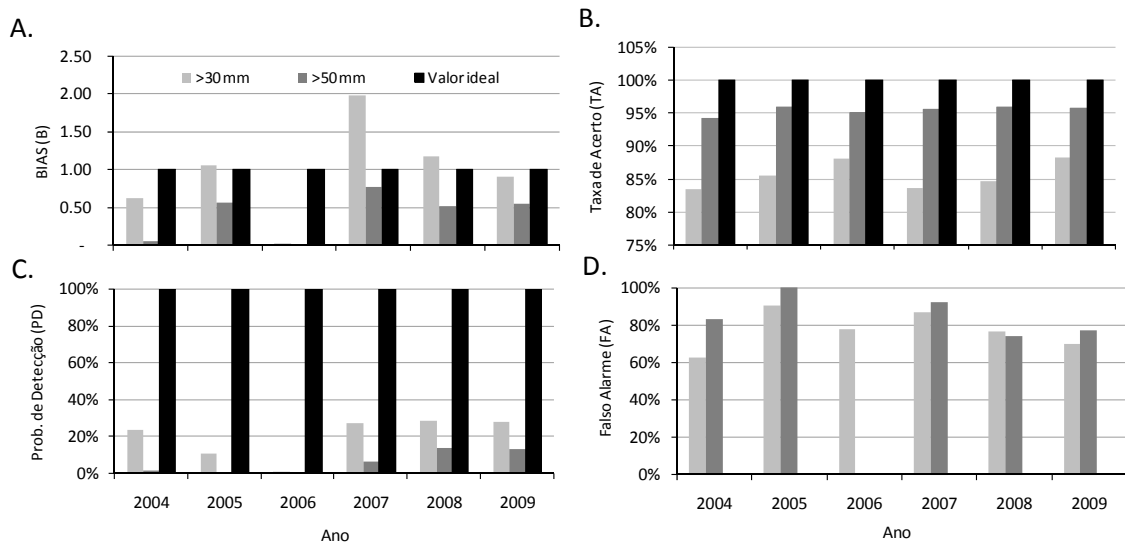


Figura 4-8. Índices de tendência (A) e de precisão (B, C e D) para as chuvas fortes e extremas simuladas pelo BRAMS para os anos de 2004-2009 na bacia do Rio Piancó

4.1.3. Correção das simulações de precipitação

Sabendo da dificuldade do modelo em representar os valores extremos, principalmente os dias sem chuva e os valores acima de 30 mm (chuvas consideradas como forte). Aplicou-se a metodologia de correção das simulações descrita no item 3.8.4 com o objetivo de mostrar a possibilidade da melhoria das simulações para a sua efetiva utilização.

A determinação da climatologia observada e simulada foi obtida a partir do cálculo da média dos 30 dias em torno do dia analisado para os anos de 2004 a 2009 em cada posto pluviométrico. A aplicação da metodologia foi capaz de melhorar os resultados da simulação, reduzindo a superestimativa da precipitação simulada nos dias em que a precipitação observada foi pequena ou nula. Um exemplo do aumento na qualidade da simulação de precipitação é mostrado na Figura 4-9 que mostra os índices de precisão e tendência simulada sem aplicação da correção e com a aplicação da correção para os Postos Piancó.

Observa-se na Figura 4-9 o melhora na qualidade da maioria dos índices nas diversas faixas de precipitação. Especificamente o BIAS mostrou uma melhoria significativa para as faixas 10 a 20 mm, o que, antes da correção apresentou altos valores.

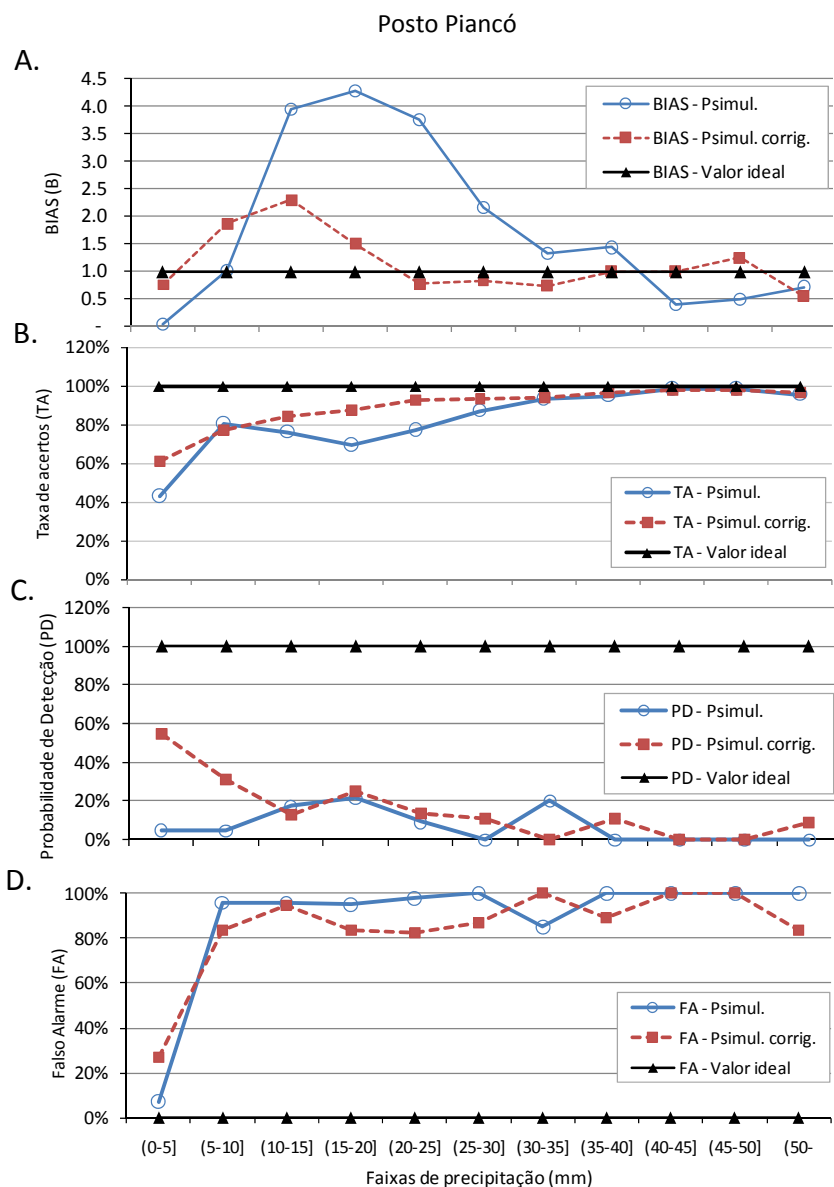


Figura 4-9. Índices BIAS (B), Taxa de Acerto (TA), Probabilidade de Detecção (PD) e Falso Alarme (FA) da precipitação diária simulada (Psimul.) e simulada corrigida (Psimul. corrig.) no posto Piancó para os períodos chuvosos (2004 a 2009)

A série temporal da precipitação diária simulada, simulada corrigida e observada para os períodos efetivos de chuva de 2004 a 2009 nos postos pluviométricos Piancó e São José de Princesa (Figura 4-10A e B) mostra o aumento da qualidade da simulação em algumas faixas de precipitação quando aplicada a correção na precipitação simulada.

De maneira geral a metodologia de correção da precipitação melhorou a qualidade da simulação, principalmente nos dias em que a precipitação observada foi

zero ou de baixa intensidade com impactos significativos no BIAS e na Probabilidade de Detecção.

Através das séries diárias mostradas nas Figura 4-10 pode-se verificar também que o modelo consegue representar a variabilidade média da precipitação observada (apesar de haver subestimativa dos picos) acompanhando o comportamento da série de precipitação. Ressalta-se que apesar da aplicação da metodologia de correção da precipitação melhorar os resultados das simulações do modelo elevando consideravelmente alguns percentuais de acertos e reduzindo o viés do modelo em faixas intermediárias como, por exemplo, no posto Piancó (Figura 4-9) a metodologia não é capaz de corrigir defasagem temporal da série de precipitação simulada.

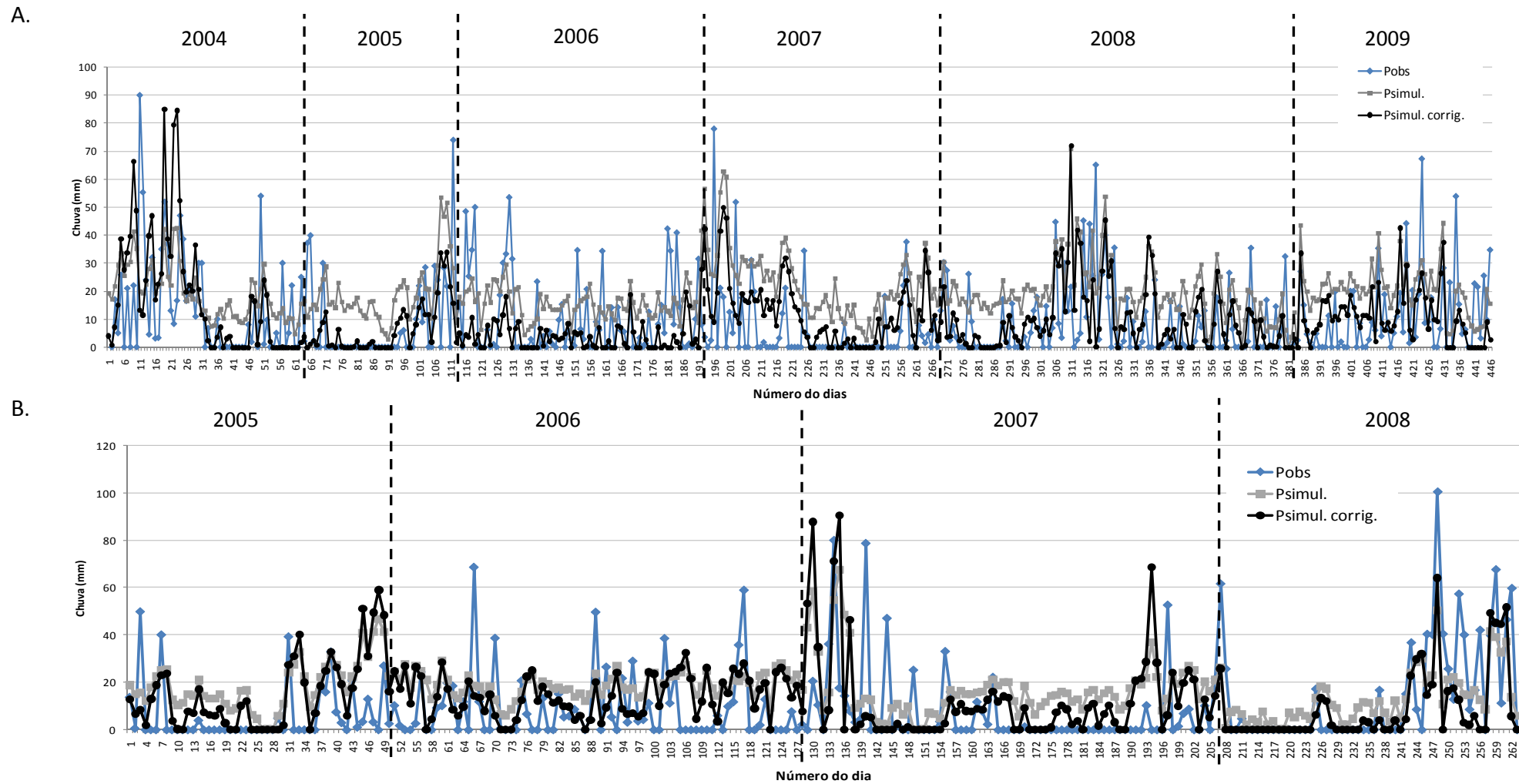


Figura 4-10. Série diária (24 horas) da precipitação acumulada observada, simulada e simulada corrigida para no postos Piancó e São José de Princesa nos períodos chuvosos.

4.1.1. Verificação da precipitação em diferentes escalas

Reconhece-se que a avaliação da precipitação diária em cada posto pluviométrico através dos limiares definido com incremento de 5 mm exige certa destreza do modelo na determinação da precipitação no espaço e no tempo. No entanto, quando a intenção na verificação das respostas simuladas tem outros propósitos, como, por exemplo, a determinação da vazão média mensal na bacia, precipitação média diária na bacia ou a precipitação acumulada para alguns dias, foi avaliada então a precipitação simulada, para o mesmo período efetivo de precipitação, com as seguintes extratificações: (a) precipitação acumulada diária (24 horas) em cada posto de observação (b) precipitação diária acumulada para 10 dias em cada posto pluviométrico (c) precipitação média diária na bacia e (d) precipitação média diária na bacia acumulada para 10 dias de simulação.

Os resultados mostraram que houve melhoria na qualidade da simulação da precipitação quando consideradas nas diferentes escalas espaciais e temporais. O melhor resultado encontrado foi para a precipitação média diária na bacia acumulada para 10 dias na qual foi obtido um coeficiente de correlação de 0,73. O aumento do coeficiente de correlação para as diferentes escalas foi devido à compensação dos erros causados na alocação da chuva simulada diária na bacia (erro espacial) quando calculada a média, como também a redução do erro temporal quando acumulada a chuva para 10 dias, de maneira que a avaliação utilizando a chuva média espacial e a chuva acumulada obteve a melhor correlação.

A representação visual da evolução da qualidade da simulação da precipitação através dos gráficos de dispersão quando considerado a escala temporal de 10 dias e espacial através da média na bacia, estão representadas nas Figura 4-11 na qual pode-se observar o ajuste linear da precipitação observada com a precipitação simulada.

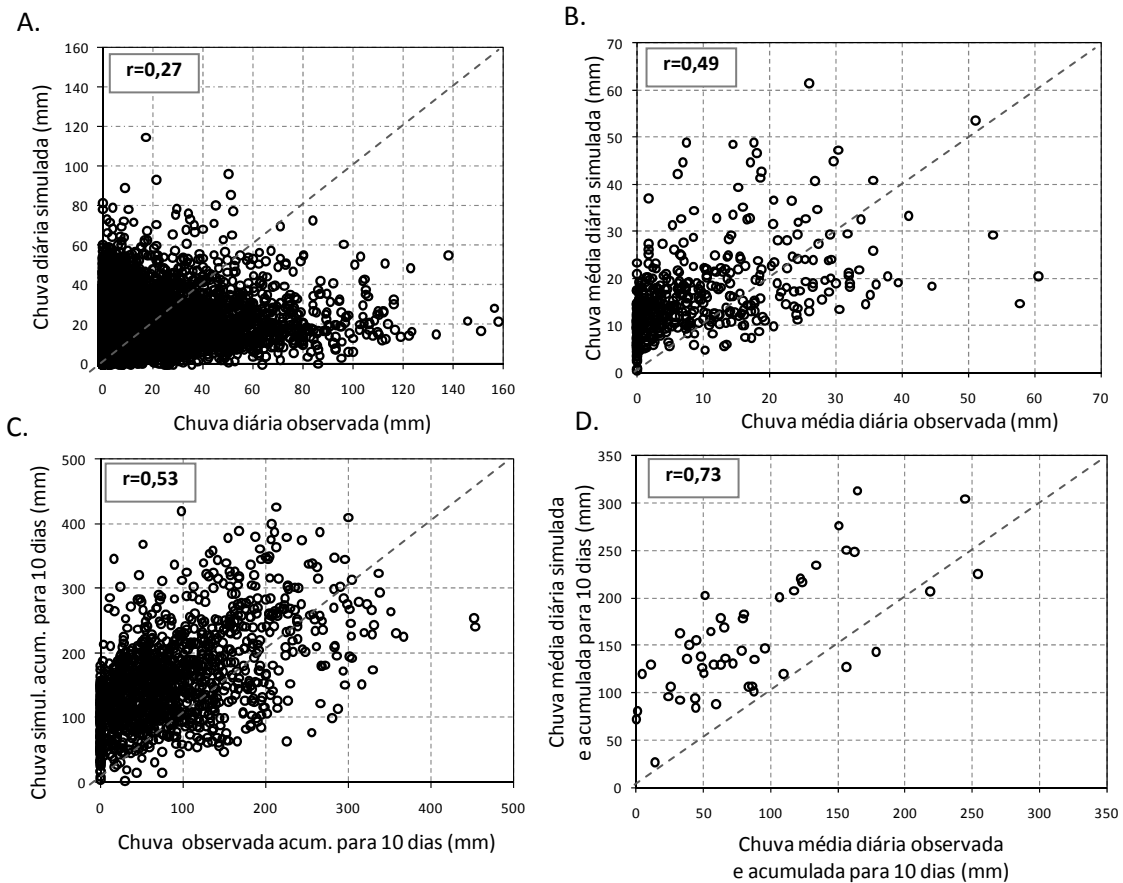


Figura 4-11. Correlação da chuva diária simulada e observada no período efetivo de chuva na bacia do Rio Piancó (A) em diferentes pontos, (B) chuva média diária observada e simulada, (C) chuva observada e simulada acumulada para 10 dias e (D) chuva média diária observada e simulada acumulada para 10 dias

A magnitude da correlação determinada quando considerada a precipitação média na bacia (0,49) em relação à correlação quando considerada a precipitação acumulada na bacia (0,53) sugere que os erros de alocação de chuva no espaço e no tempo tenham a mesma ordem de grandeza, uma vez que não ocorrem mudanças significativas nesses coeficientes (apenas 0,04) quando considerado o efeito de cada erro separadamente.

Para o caso da precipitação média diária na bacia e acumulada para 10 dias (no qual ocorre redução do erro espacial, temporal e de intensidade simultaneamente), o modelo consegue simular o comportamento da precipitação observada representando o aumento e a redução da precipitação média acumulada ao longo da maioria dos períodos para cada ano (Figura 4-12). Apesar do número de períodos serem bastante

reduzido para a realização de inferências sobre o comportamento do modelo, destaca-se ainda que os períodos em que o modelo não conseguiu representar bem a variabilidade da precipitação média compreendem o intervalo de períodos pertencentes ao ano de 2006 ($r=0,59$) que anteriormente já havia sido diagnosticado como um ano com índices de precisão ruins.

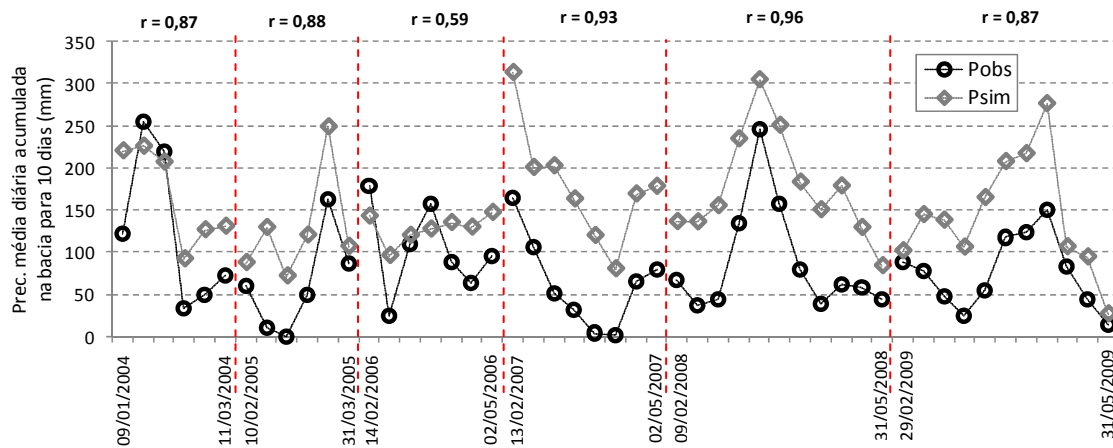


Figura 4-12. Série da precipitação média diária simulada e observada na bacia do Rio Piancó acumulada para 10 dias nos períodos efetivos de chuva dos anos de 2004 a 2009 (com indicação da data inicial e final para cada período) e os respectivos coeficientes de correlação (r)

A melhoria na qualidade da simulação quantitativa da precipitação considerando escalas de tempos maiores, foram também encontrado por Messenger et al. (2006) que obtiveram correlação entre os dados observados e simulados de apenas 0,33, enquanto que para as escalas semanal e mensal a correlação passou para 0,70 e 0,89, respectivamente.

4.2. Avaliação das simulações de vazão

4.2.1. Processos hidrológicos

A disponibilidade de água para a geração do escoamento em cada célula da grade está diretamente ligada à quantidade de água precipitada, evaporada, infiltrada e capacidade de armazenamento de água do solo. Essas variáveis estão fortemente relacionadas e, além de outros fatores, dependem de características como;

profundidade do solo, cobertura vegetal e condições iniciais de umidade fornecidas ao modelo atmosférico no início da execução. Assim, para avaliar a geração da vazão em cada sub-bacia é necessário também verificar a coerência entre outras variáveis de superfície que inevitavelmente afetam a quantificação dessa vazão.

Na verificação dessas variáveis em superfície, verificou-se que a precipitação e a capacidade remanescente de armazenamento de água no solo apresentam coerência, de maneira que existe uma correspondência entre as áreas em que houve maior intensidade da precipitação com a que ocorreu menor capacidade remanescente de armazenamento de água no solo.

No geral, para todos os períodos de simulação, a capacidade de armazenamento de água no solo mostrou redução durante o tempo de simulação. O modelo inicializa com certa capacidade de armazenamento de água no solo em toda bacia (com exceção de pequenos núcleos que apresentou capacidade de armazenamento reduzido) e diminui gradativamente com o tempo de execução, chegando à zero em grande parte das áreas. A Figura 4-13 exemplifica o comportamento citado mostrando a distribuição espacial para três estágios da simulação no mês inicial (Figura 4-13A), intermediário (Figura 4-13B) e final (Figura 4-13C) do período de simulação para o ano de 2007. Apesar dos mapas espaciais não serem representativos no tempo, pois pode haver redução ou aumento da umidade dias antes ou depois a data mostrada, os mesmos mostram um exemplo da distribuição espacial da capacidade de armazenamento de água no solo indicando núcleos isolados onde a capacidade de armazenamento é superior ao restante da área.

Um comportamento diferenciado, com maior capacidade de armazenamento de água no solo, foi observado na região montanhosa que divide as bacias do Rio Piranhas-Açu do Rio Paraíba no Estado da Paraíba seguindo na direção Nordeste em parte do Estado do Rio Grande do Norte. Nessa região, durante o tempo de simulação ocorreu aumento da capacidade remanescente de armazenamento de água (2004 e 2009) ou apresentou pouca redução dessa capacidade (2005, 2006, 2007 e 2008). Esse comportamento pode ser observado, de maneira menos intensa, na Figura 4-13 já apresentada. O aumento da capacidade de armazenamento de água nessa região

montanhosa, que têm solos pouco desenvolvidos sem características favoráveis ao armazenamento de água (UFPB, 2001), foi devido a baixas taxas de precipitação simuladas nessa região durante todo o período de simulação.

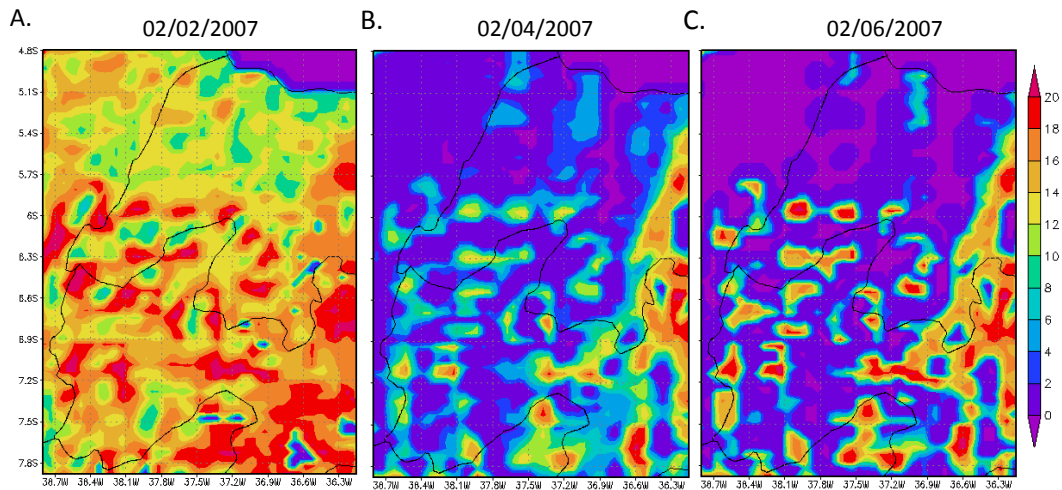


Figura 4-13. Distribuição espacial e variação temporal da capacidade de armazenamento de água no solo para três dias no mês inicial (02/02), intermediário (02/04) e final (02/06/2007) da simulação.

Uma observação adicional é a manutenção dos padrões espaciais da umidade do solo durante os 15 dias iniciais de simulações, com a umidade do solo se mantendo constante, evidenciando a importância de uma boa estimativa da umidade inicial do solo para posterior inicialização do modelo atmosférico, uma vez que o conteúdo inicial de umidade no solo pode influenciar os padrões espaciais e temporais do conteúdo de água no solo durante os dias subsequentes da simulação (Gevaerd e Freitas, 2006; Gevaerd et al., 2006).

Potencializado pela baixa capacidade de armazenamento de água no solo, por deficiência na transferência de água da superfície para atmosfera e dos dias em que ocorreram chuvas mais intensas, o modelo simulou grande excesso de escoamento em algumas células da grade. Quando avaliado o balanço de água na grade do modelo, verifica-se que o escoamento excessivo ocorre, principalmente, em núcleos de alta precipitação e conseqüentemente baixa capacidade remanescente de armazenamento de água no solo, mas a intensidade do escoamento simulado é incompatível com a

precipitação simulada. Os pontos (P1 a P5) marcados nos mapas da Figura 4-14 exemplificam o comportamento citado para um dos dias no período de simulação.

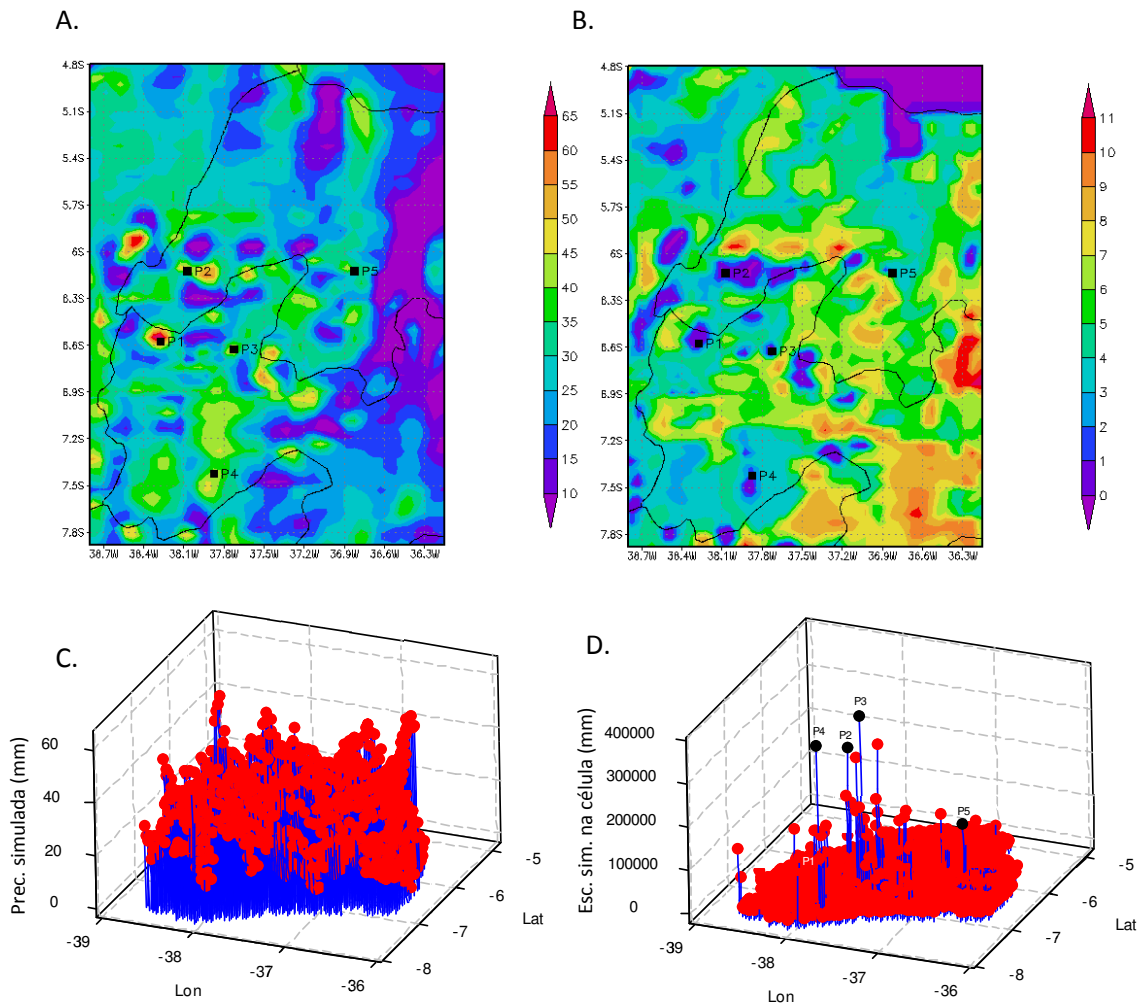


Figura 4-14. Precipitação simulada acumulada (A) capacidade de armazenamento de água do solo (B), precipitação simulada acumulada em vista 3D (C) e escoamento simulado nas células da grade do modelo na bacia (D), destacando alguns pontos que apresentaram excesso de escoamento (31/01/2004).

Na Figura 4-14D é apresentado o escoamento simulado nas células em vista de três dimensões (longitude, latitude e escoamento), de maneira que se podem observar algumas células (representadas por pontos de grade) que apresentaram escoamento excessivo não coerente com a chuva simulada do dia (Figura 4-14A e C) nem com o comportamento hidrológico da região. Nessa figura é possível observar a relação:

maiores taxas de precipitação / menor capacidade de armazenamento do solo, na maioria das áreas na bacia mostrando coerência entre esses dois processos.

A maior parte dos pontos de grades (ou células) em que ocorre escoamento em excesso está localizado próximo a núcleos de alta precipitação diária. O ponto P1 é uma exceção esse comportamento, pois nessa célula, apesar do modelo ter simulado uma área no entorno de grande lâmina de precipitação acumulada para o dia analisado e baixa capacidade remanescente de armazenamento de água no solo, o escoamento simulado não foi em excesso.

Uma investigação adicional do conteúdo de água no solo e da precipitação em todo o período de simulação nos pontos marcados no mapa da Figura 4-14, observou-se que, com exceção do ponto P5, a capacidade de armazenamento de água no solo decresce desde o início da simulação chegando à zero próximo ao dia 31/02/2004 (Figura 4-15A) e a umidade aumenta nesse mesmo intervalo em coerência com a redução da capacidade de armazenamento de água no solo. Após o dia 31/02/2004, não ocorre recuperação da capacidade de armazenamento de água no solo (exceto para o ponto P5). A não recuperação da capacidade de armazenar água no solo indica a presença de água em superfície durante o tempo restante de simulação. A causa do esgotamento da capacidade de armazenamento de água no solo pode ser creditada a grande quantidade de chuva acumulada do início ao fim da simulação. A Figura 4-15B mostra esse acúmulo de chuva durante o período de simulação nos pontos de grade P1 a P5, onde se pode observar que o ponto de grade P5 é o que apresenta menor precipitação acumulada até o início do mês de maio. Ao mesmo tempo é o ponto P5 o único que mantém uma capacidade residual de armazenamento de água no solo por mais tempo (Figura 4-15A).

Como comentado anteriormente, a umidade do solo se mantém constante nos primeiros 15 dias de simulação e depois dessa data ocorre um aumento brusco dessa umidade até um valor máximo que se mantém constante até o término da simulação influenciando na não recuperação da capacidade de armazenamento de água no solo. Os pontos selecionados para análise mostram esse comportamento da umidade do solo no tempo (Figura 4-15C). Em coerência com as variáveis: capacidade de

armazenamento de água no solo e a precipitação simulada, a umidade do solo no ponto P5 manteve menor umidade do solo por mais tempo, aumentando seu valor somente a partir do início de fevereiro.

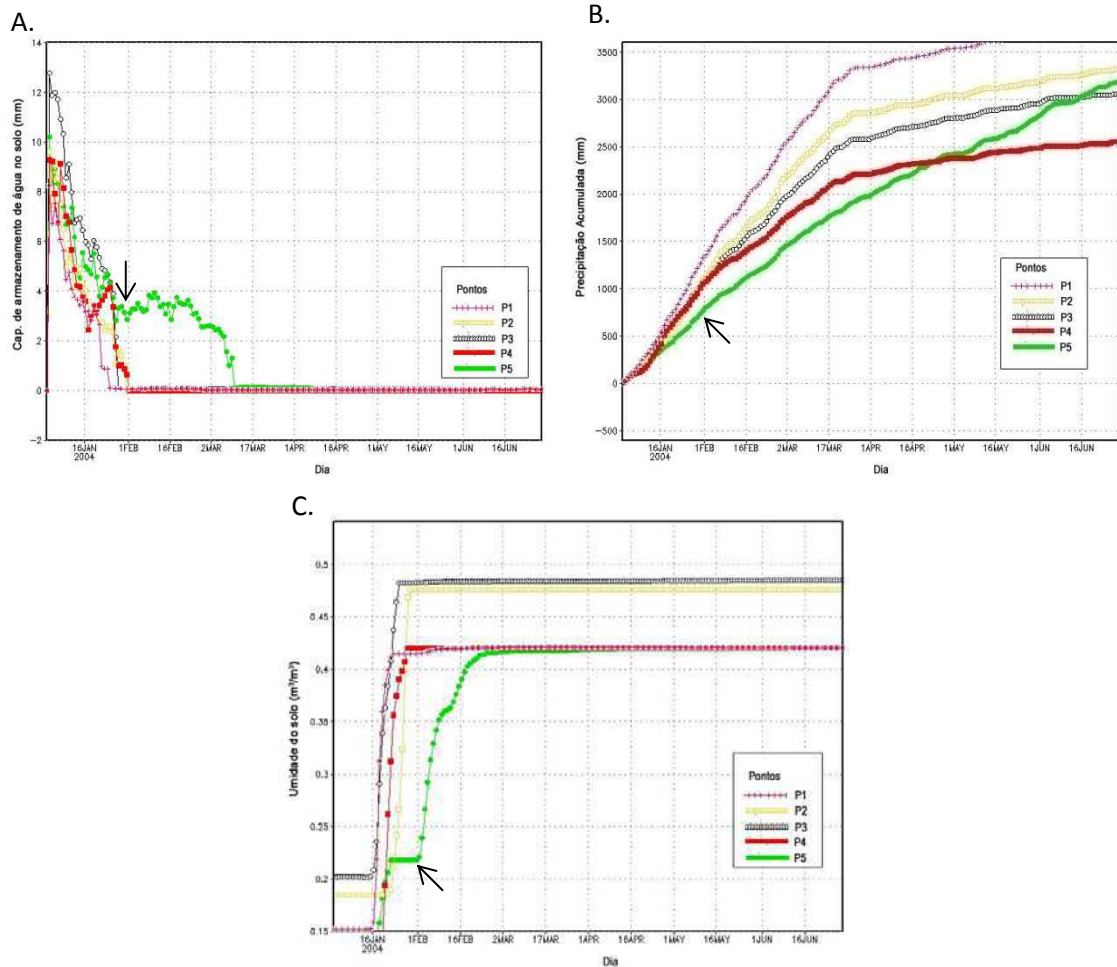


Figura 4-15. Série temporal da capacidade de armazenamento de água no solo (A), chuva acumulada (B) e umidade do solo (C) simulada pelo modelo BRAMS nos pontos identificados por P1 a P5 para o período de janeiro a junho de 2004.

Analisando o escoamento (Figura 4-14D), a precipitação diária acumulada (Figura 4-14B) e a umidade do solo (Figura 4-14C) simuladas nas células identificadas pelos pontos P1 a P5, verifica-se que existe coerência entre as variáveis capacidade de armazenamento de água no solo, precipitação e umidade no solo, mas existe incoerência nos valores do escoamento simulado, uma vez que mesmo por hipótese toda a água que chegasse a superfície através da precipitação encontrasse o solo

saturado (capacidade de armazenamento de água igual a zero) e fosse acumulada, não havendo transferência para atmosfera através dos fluxos de umidade, ainda assim o valores do escoamento seria limitado pela precipitação máxima acumulada ao longo dos dias, que nas células identificadas por P1 a P5 no dia 31/01/2004 não ultrapassou a 1.250 mm (ponto P1).

4.2.2. Vazão simulada

Os métodos de propagação são baseados na lei da continuidade e, portanto conservam o volume simulado na célula além de considerar a contribuição conjunta do escoamento advindo de todas as outras células da bacia quando propagado na rede de drenagem. Dessa maneira, o excesso de água simulado em algumas células da grade do modelo se refletiu como excesso de vazão no exutório das sub-bacias. Para o caso das vazões máximas, os picos foram simulados com grande diferença dos valores observados.

Como forma de verificar o comportamento da vazão simulada quando realizado a substituição dos valores considerados 'anômalos' aqui chamados de excesso de escoamento, foram substituídos os valores desses excessos por valores do escoamento simulado nas oito células vizinhas através da consideração da precipitação máxima simulada como sendo a precipitação efetiva na geração do escoamento. Essa consideração leva em conta as chuvas máximas simuladas bem como a condição extrema de ocorrência dessas chuvas quando o solo está totalmente saturado, potencializando a geração do escoamento máximo. Para a substituição dos valores utilizou-se o valor mínimo, ao invés da média, pelo fato que caso de uma das oito células vizinhas apresentem valores muito discrepantes a média seria um número discrepante também e acabaria por afetar o resultado final da vazão.

O resultado da substituição dos excessos de escoamento foi a obtenção de hidrogramas simulados mais ajustados com os hidrogramas observados reduzindo os picos de vazões máximas simuladas e menor defasagem temporal, simulando em alguns períodos o intervalo de ascensão e recessão do hidrograma simulado. A Figura 4-16A mostra os hidrogramas das vazões simuladas e observadas em uma sub-bacia na

área de estudo para o período de 2004 sem substituição dos excessos (Figura 4-16A) e com substituição dos excessos de escoamento (Figura 4-16B).

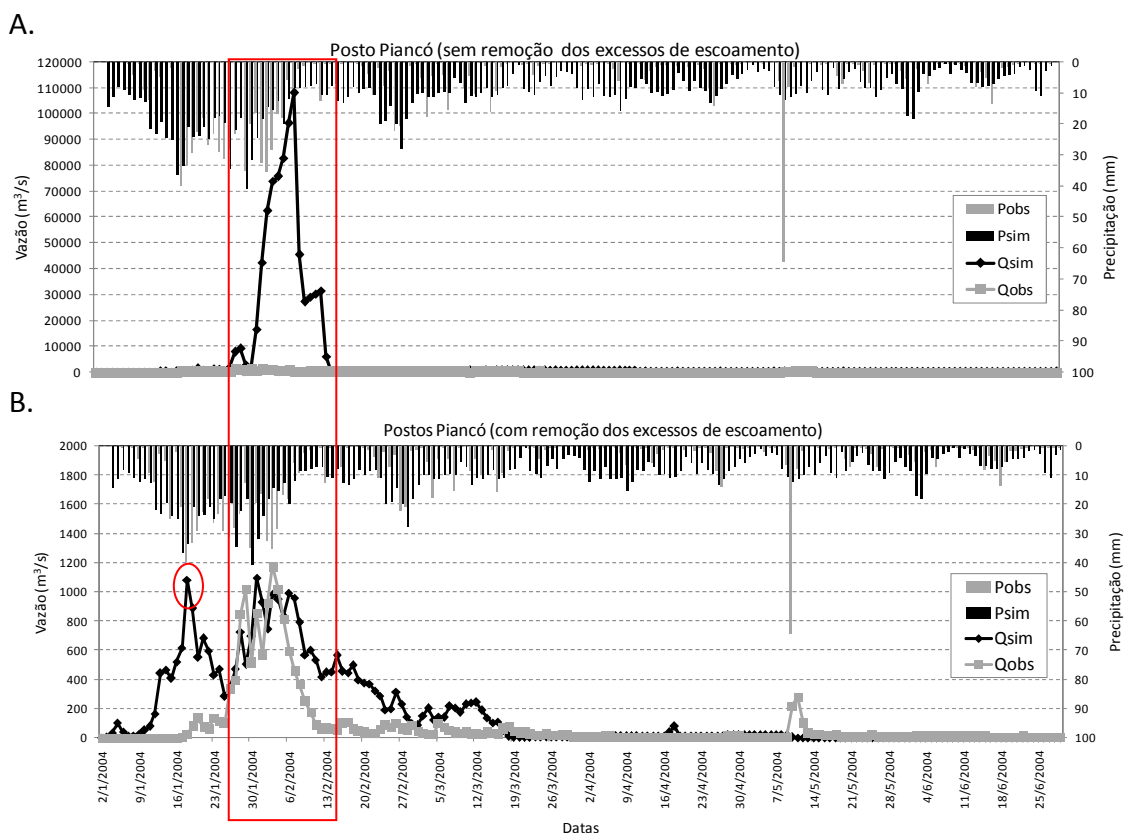


Figura 4-16. Hidrograma da vazão simulada e observada e hetograma da precipitação média prevista e observada para o período de janeiro a junho de 2004 na bacia do Rio Piancó (delimitada pelo posto fluviométrico Piancó) apresentando os valores sem (A) e com (B) remoção do excesso de escoamento simulado nos pontos de grade

O hidrograma simulado apresentado na Figura 4-16A mostra grande diferença em relação aos valores de vazões observadas, principalmente no final de janeiro e início de fevereiro. Essa diferença foi causada pelos excessos de escoamento simulado, exemplificado na Figura 4-14D para o dia 31/01/2004, que ao ser propagado aumentou ainda mais devido à contribuição conjunta de todas as outras células.

Depois de substituído os excessos de escoamento nas células da grade e propagado na rede de drenagem (Figura 4-16B) a maioria dos hidrogramas apresentou defasagem de valores nos picos dos hidrogramas simulados e observados e revelou

algumas vazões máximas que antes (com os excessos de escoamento) não haviam sido identificadas.

Com relação às vazões máximas, enquanto que os picos simulados, considerando os excessos de escoamento simulados (Figura 4-16A) observados no final do mês de janeiro e início de fevereiro, para o caso sem excesso de escoamento (Figura 4-16B) alguns picos de vazões foram simulados nesse mesmo período e em adicional foi simulado um novo pico de vazão máxima nos dias 19 e 20/01/2004 em coerência com o aumento da chuva simulada.

Na maioria das sub-bacias em análise o modelo simulou picos de vazão inexistente na série observada (Figura 4-17 B) seguindo a tendência de superestimativa da vazão observada. Em alguns casos, houve atrasos na simulação dos picos do hidrograma observado como pode ser exemplificado pela Figura 4-17A.

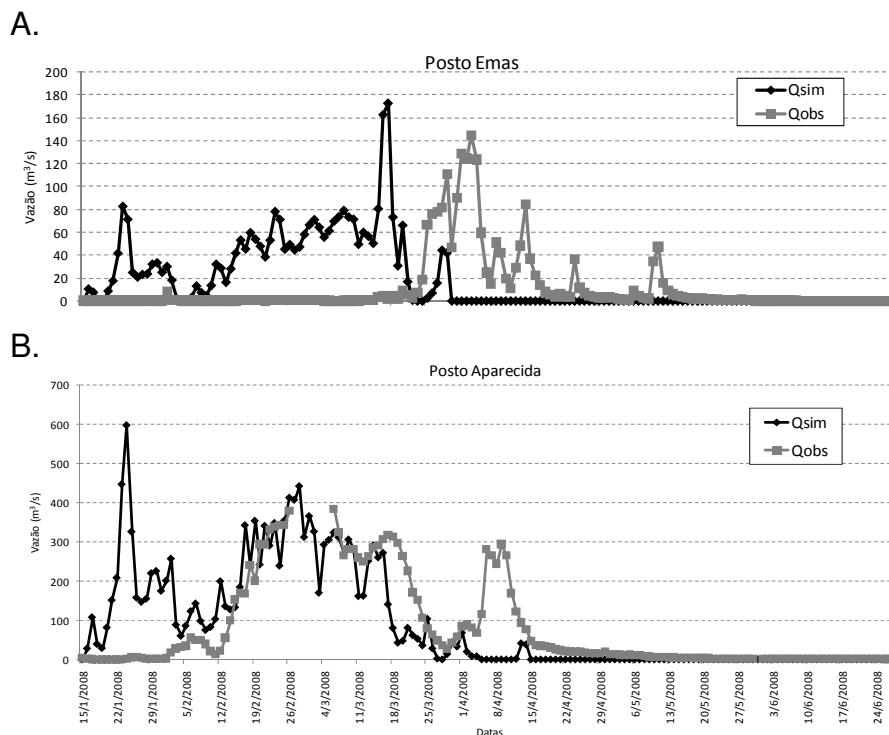


Figura 4-17. Vazão simulada pelo BRAMS e observada para os sub-bacias Emas e Aparecida para o período de janeiro a junho de 2008.

A superestimativa do escoamento simulado pelo modelo BRAMS já foi identificado por Braga (2008) para simulações em períodos curtos (eventos de chuva) na qual foi creditado parte desse comportamento a superestimativa da precipitação e a subestimativa dos fluxos de umidade do solo para o dossel da vegetação. Nesse trabalho são reforçados os problemas citados por Braga (2008) e em adicional foi identificado anomalias no cálculo do escoamento, o impacto da condição inicial de umidade do solo nos primeiros 15 dias e a não recuperação da capacidade de armazenamento de água causado pela presença de precipitação em excesso e da deficiência nos fluxos de água da superfície para atmosfera. Outros trabalhos como Douville, (1998); Decharme e Douville, (2006) também apresentaram resultados no cálculo do escoamento por SVAT com desvios.

4.2.3. Coeficiente de desempenho na determinação da vazão

Diante dos erros enumerados na simulação da precipitação e do escoamento simulado era muito provável a ocorrência de erros de quantidade e no comportamento do hidrograma da vazão como apresentado no item anterior. Assim, todos esses erros se refletiram na vazão simulada através de coeficientes de desempenho de Nash-Sutcliffe (NS) e de correlação (r) indesejáveis. Dessa forma, levando em consideração a defasagem dos hidrogramas simulados e observados, a avaliação realizada nesse item, através de coeficientes de desempenho, tem como objetivo principal a tentativa de identificação do relacionamento dos padrões de precipitação com as vazões simuladas.

Inicialmente, verificou-se que em algumas sub-bacias para períodos de simulações específicos, foram obtidos resultados razoáveis do ponto de vista de ajuste visual dos hidrogramas simulado e observado considerando as diversas incertezas envolvidas na simulação. Por outro lado, a maioria das sub-bacias analisadas apresentou hidrograma simulado diferente do observado. Essa constatação além de ter sido visualizado pelo ajuste das curvas simuladas x observadas dos hidrogramas, foi quantificada através da determinação do coeficiente de desempenho de Nash-Sutcliffe

(NS) e de correlação apresentados na Tabela 4.2 para os anos de 2004 a 2008 em 17 postos fluviométricos na bacia em estudo.

O coeficiente de NS é um coeficiente muito sensível ao ajuste dos hidrogramas tanto em quantidade como no tempo, de maneira que em sub-bacias que apresentaram defasagem temporal, como por exemplo, na bacia do rio Piancó (Figura 4-16B), ou sub-bacias em que, em geral, o hidrograma simulado acompanha a ascensão e recensão do hidrograma, mas simula picos de vazão inexistentes, como por exemplo, na sub-bacia Aparecida (Figura 4-17B) os coeficientes de NS foram ruins mesmo com coeficientes de correlação considerados razoáveis.

Tabela 4.2. Coeficientes de desempenho (NS) e de correlação da simulação da vazão sem os excessos de escoamento simulado na célula da grade do modelo para os períodos de simulação de 2004 a 2008

Posto Fluviométrico	2004		2005		2006		2007		2008	
	NS	Correl.	NS	Correl.	NS	Correl.	NS	Correl.	NS	Correl.
Piancó	-0.10	0.70	-130.30	0.03	-5.87	0.22	-1232.4	0.50	-2.60	-0.09
Emas	-5.38	0.40	-3.88	-0.02	-1.81	0.33	-4755.1	-0.10	-1.64	-0.16
Antenor Navarro	-	-	-185.46	-0.21	-1.86	-0.08	-38058.6	0.30	-2.65	-0.21
Aparecida	-	-	-9.34	0.03	-1.53	-0.04	-138.8	0.60	0.03	0.54
Patos	-	-	-127.00	-0.37	-	-	-	-	-0.87	-0.32
Serra Negra do Norte	-	-	-34.74	-0.29	0.94	-0.09	-245.6	0.70	-1.98	-0.31
Sítio Volta	-	-	-	-	-26.10	0.16	-	-	-6.66	-0.07
São Fernando	-10.65	0.67	-2072.29	0.04	-53.32	-0.23	-4870.1	0.40	-36.39	-0.29
Pau dos Ferros	-0.12	0.40	-	-	0.94	-0.25	-158950.9	0.20	-4.37	-0.32
Pedra de Abelhas	-	-	-	-	-491.17	-0.26	-	-	-	-
Gov. Dix-Sept. Rosado	-34.82	0.13	-42789.29	0.00	-464.45	-0.30	-2919.9	0.00	-27.50	-0.40
Mossoró	0.92	0.80	-139194.08	0.29	-	-	-	-	-	-
Faz. Angicos	-	-	-25488.90	0.03	-	-	-	-	-3143.00	-0.40

* Valores marcados em negrito indicam os melhores coeficientes de desempenho; (-) sem dados observados para a determinação dos coeficientes.

Como se observa na Tabela 4.2, os coeficientes de desempenho considerados bons ou razoáveis são muito poucos devido a grande sensibilidade dos coeficientes de desempenho ao ajuste das duas curvas. Dessa forma, a simulação realizada para o período do ano de 2004 foi a que apresentou melhores coeficientes de desempenho, com coeficiente de NS de até 0,92 e de correlação de 0,80 para a sub-bacia Mossoró. Essa sub-bacia apesar de apresentar coeficientes de desempenho de boa qualidade apresenta defasagem de quantidade no mês de fevereiro, sendo a qualidade dos coeficientes influenciados pelos meses (março a junho) em que a vazão observada foi aproximadamente zero e que modelo conseguiu simular (Figura 4-18).

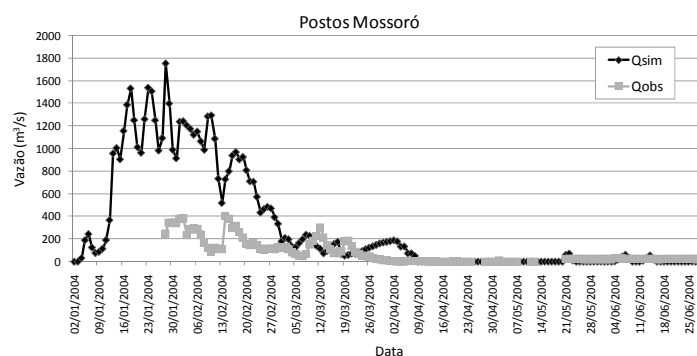


Figura 4-18. Hidrogramas da vazão simulada e observada para o período de janeiro a junho de 2004

Esses coeficientes de desempenho do período de 2004 que se apresentaram superiores aos outros anos é, em parte, reflexo da simulação da precipitação pelo modelo BRAMS que mostrou melhor destreza nesse ano do que a maioria dos outros anos, como pode ser evidenciada na Figura 4-1 que apresenta o *viés* (ou BIAS) para o ano de 2004 como sendo o menor para as faixas intermediárias entre 10-30 mm. A influência da qualidade da precipitação simulada na vazão simulada, também é evidenciada na Figura 4-6 em que se verifica que na maioria das faixas de precipitação a Probabilidade de Detecção (PD) para o ano de 2004 foi em média superior em relação a maioria dos outros anos, principalmente nas faixas de (5-10 mm], (10-15 mm] e (15-20 mm]. Excetua-se nesse caso o ano de 2006 que apresentou *viés* excessivo para as faixas mencionadas e que devido às altas frequências apresentou maior PD.

Diferente do ano de 2004, nos outros períodos de simulação a maioria das sub-baixas apresentou coeficientes de desempenho indesejáveis, principalmente no período de simulação realizada para o ano de 2005 e 2007 que apresentaram os piores coeficientes de NS. Os coeficientes de NS (Tabela 4.2) indesejáveis para esses dois anos possibilitam a constatação do impacto da qualidade da precipitação simulada na vazão, de maneira que se pode observar que 2005 e 2007 foram os anos que apresentaram também os maiores valores do *viés* (Figura 4-1), principalmente para 2007 que apresentou *viés* alto até para as faixas de intensidade de precipitação maiores. Relacionado ao impacto da qualidade da precipitação na vazão, Li et al.

(2005) indicaram que o escoamento é extremamente sensível à flutuação da precipitação e que sua variabilidade interanual é duas vezes se comparada à da precipitação e à da evapotranspiração.

Os coeficientes de desempenho de NS distantes do valor ideal ($NS_{ideal}=1$), evidencia os problemas na qualidade da vazão simulada, causados pelo acúmulo de erros, representados por índices de precisão indesejáveis e pelo viés apresentado para a precipitação simulada. Acrescido a esses problemas, o escoamento simulado em excesso nos pontos de grades pode ser apontado como o principal causador dos erros na vazão simulada. Porque apesar da correção aplicada ao excesso de escoamento nas células, nos dias em que houve diversas células com excesso de escoamento a resposta na vazão resultaria em superestimativa da vazão observada ou ainda defasagem nos hidrogramas simulados e observados devido a contribuição simultânea de todas as células através do esquema de propagação.

A provável causa das anomalias no cálculo do escoamento gerando excessos pode ser devido a instabilidades numéricas no LEAF-3, uma vez que somente alguns pontos de grade da bacia apresentam tais valores sugerindo a ocorrência desse problema somente em situações específicas de superfície, como por exemplo, a partir de determinados limiares de conteúdo de água no solo ou de precipitação. Outra hipótese pode ser creditada a erros de unidades nas variáveis responsáveis pela determinação do escoamento, necessitando dessa forma de avaliação criteriosa dessas hipóteses.

5. Conclusões e Recomendações

Esse trabalho objetivou avaliar as simulações de precipitação e de vazões geradas pelo modelo atmosférico BRAMS aninhado ao modelo global do CPTEC em bacias do semiárido brasileiro.

Nesse contexto, foi verificado que as simulações das séries de precipitação e de vazão realizadas para seis períodos chuvosos em anos diferentes possibilitaram um diagnóstico mais robusto dos padrões da precipitação simulada pelo modelo e revelaram alguns problemas no cálculo do escoamento realizado pelo esquema de superfície LEAF-3, de maneira que, em simulação de séries menores, provavelmente, seriam impossíveis de se detectar.

Contudo, e de maneira geral, a análise da precipitação realizada possibilitou a demonstração do modelo atmosférico BRAMS como uma ferramenta em potencial para a realização de simulações de precipitação, principalmente em escala temporal acima de 24h, necessitando, no entanto, que sejam testadas outras parametrizações no modelo de forma a reduzir o viés na determinação da precipitação.

Em relação à vazão simulada, o modelo necessita de algumas melhorias na estrutura do esquema de superfície (LEAF-3) para que a geração do escoamento seja condizente com as observações.

As conclusões estão enumeradas em três grupos: precipitação simulada, diagnóstico do SVAT e vazão simulada.

5.1. Precipitação simulada

A análise da capacidade do BRAMS em simular pontualmente a chuva em faixas de intensidade observadas levou as seguintes conclusões:

- a. deficiência na representação da distribuição de freqüências da chuva observada com ocorrência de *viés* alto em algumas faixas de precipitação;
- b. a agregação da escala de análise através do acúmulo da precipitação para 10 dias e da média espacial diária, revelou evolução da qualidade da simulação da precipitação devido à compensação dos erros de alocação da chuva no espaço e no tempo;
- c. a avaliação das chuvas com potencial para geração de eventos de cheias mostrou que o BRAMS simula a ocorrência de parte dessas chuvas, mas aloca com erro espacial ou temporal;
- d. foi possível corrigir a precipitação diária simulada através de uma técnica de correção que se mostrou eficiente.

5.2. Diagnóstico do SVAT

No diagnóstico do SVAT do BRAMS (LEAF-3) foi avaliado o relacionamento das variáveis de superfície responsáveis diretamente pela geração do escoamento:

- a. as variáveis que influenciam diretamente na geração do escoamento, como capacidade de armazenamento de água no solo, umidade do solo e precipitação apresentaram-se coerentes, sendo observada a relação aumento da precipitação → aumento da umidade do solo → redução da capacidade de armazenamento de água no solo.
- b. ocorre aumento da umidade do solo e esgotamento da capacidade de armazenamento de água no solo durante o tempo de execução da simulação causado por quantidades mínimas de precipitação simulada diariamente. Devido à presença da água no solo, o modelo não demonstra recuperação da capacidade remanescente de armazenamento de água no solo.
- c. a variação da umidade do solo mostrou pouca sensibilidade nos quinze dias iniciais de simulação mantendo-se, geralmente, constante nesses dias em boa parte da área da bacia e demonstrando a influência da umidade de solo fornecida como condição inicial;

- d. a ordem de grandeza do escoamento simulado mostrou inconsistência tanto com a da precipitação simulada como com a da vazão observada.

5.3. Vazão simulada

A comparação da vazão calculada, a partir da propagação do escoamento simulado pelo SVAT, com a vazão observada mostrou que:

- a. o hidrograma da vazão simulada evidenciou os excessos simulados para o escoamento, apresentando grande defasagem em relação ao hidrograma observado;
- b. a substituição dos excessos de escoamento por valores mais adequados reduziu o erro de defasagem dos hidrogramas simulados em relação aos observados, mas ainda mostrou superestimativa da vazão e defasagem temporal;
- c. foi possível evidenciar o impacto da qualidade da precipitação simulada na vazão através da relação entre a variação do coeficiente de Nash-Sutcliffe para a vazão e o viés da precipitação.
- d. considerando as diversas incertezas na simulação e o comportamento das variáveis de superfície, ainda assim alguns hidrogramas de vazão simulada conseguem representar a ascensão e a recessão do hidrograma de vazão observado, o que sugere que eventuais redução do viés na simulação da precipitação e correção dos erros no cálculo do escoamento poderão possibilitar simulação mais realista da vazão.

5.4. Recomendações

Com base nos resultados obtidos, recomenda-se:

- testes de sensibilidade através de perturbação dos parâmetros do SVAT e da condição inicial do modelo para identificação do comportamento das variáveis de superfície;

- calibração dos parâmetros do SVAT em modo desacoplado, tendo a chuva observada como dado de entrada, para testar a capacidade do modelo em simular o escoamento;
- testar outras parametrizações para simulações da precipitação objetivando reduzir o viés;
- análise da função responsável pela determinação do escoamento objetivando identificar a(s) variável(is) que poderia(m) causar os excessos de escoamento;
- incluir no SVAT a representação dos reservatórios e a contribuição lateral entre células de maneira a aperfeiçoar o cálculo do escoamento;
- Determinação da precipitação e da vazão em modo de revisão.

Capítulo VI

6. Referências Bibliográficas

- ALONSO, M. F. 2006. Estudo da eficiência das Parametrizações Convectivas na simulação de eventos severos ocorridos no Brasil, utilizando o BRAMS. 162f. Dissertação de Mestrado – Programa de Pós-graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.
- ANDERSON, M. L., CHEN, Z. Q., KAVVAS, M., FELDMAN, A. 2002. Coupling HEC-HMS with atmospheric models for prediction of watershed runoff. *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 7 n.4, pp. 312-318.
- ANTHES, R. A., AND T. T. WARNER, 1978. Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1045-1078.
- ANTHES, R. A., KUO, Y. H., HSIE, E. Y., LOW-NAM, S., BETTGE, T.W. 1989. Estimation of skill and uncertainty in regional numerical models. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*. Vol. 115, pp. 763-806.
- ARAGÃO, J. O. R. DE., ARAÚJO, J. G., LACERDA, F. F. 2006. Comparação entre as Precipitações Observadas e as Prognosticadas pelo modelo BRAMS durante dois Eventos de Chuvas Fortes no Litoral de Pernambuco, Brasil. 6p. In: *XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Florianópolis, SC.
- ARAÚJO FILHO, P. F., MOURA, E G. B. A. 2000. Utilização do modelo ETA para subsidiar informações ao sistema de controle de enchente do rio Capibaribe. In: *Anais do Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste*, pp. 338-349, ABRH Natal RN.
- ARORA, V. K. 2001. Streamflow simulations for continental-scale river basins in a global atmospheric general circulation model. *Advances in Water Resources*. Vol. 24, p. 775-791.
- AVISSAR, R. 1998. Which type of soil-vegetation-atmosphere transfer scheme is needed for general circulation models: a proposal for a higher-order scheme. *Journal of Hydrology*, Vol. 212-213, pp. 136–154.

- AVISSAR, R., PIELKE, R. A. 1989. A parametrization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. *Monthly Weather Review*. Vol. 117, p. 2113-2136.
- BARTHOLMES, J., TODINI, E. 2005. Coupling meteorological and hydrological models for flood forecasting. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol.9, pp. 333-346.
- BENOIT, R.; PELLERIN, P. 2000. Toward the use of coupled atmospheric and hydrologic models at regional scale. *Monthly Weather Review*, Vol. 128, p. 1681-1706.
- BESERRA, E. A., CAVALCANTI, E. P. 2006. Degradação e comparação de imagens GOES com a precipitação prevista pelo modelo BRAMS. In: *XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006*, Anais, v. 14. Florianópolis, SC.
- BONATTI, J.P. 1996. Modelo de circulação geral atmosférico do CPTEC. *Climanálise Especial*. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. Cachoeira Paulista. p. 198-202.
- BOUSHAKI, F. I., HSU, K., SOROOSH, S., PARK, G., SHAYESTEH, M., SHI, W. 2009. Bias Adjustment of Satellite Precipitation Estimation Using Ground-Based Measurement: A Case Study Evaluation over the Southwestern United States. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 10, p.1231-1242.
- BRAGA, A. C. F. M., 2008. Geração e propagação da vazão a partir de simulações com o modelo atmosférico BRAMS em bacias hidrográficas no Nordeste do Brasil. Tese Doutorado. Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais. Campina Grande, 2008. 135f.
- BRUSSOLO, E., HARDENBERG, J. V., FERRARIS, L., REBORA, N., PROVENZALE, A. 2008. Verification of Quantitative Precipitation Forecasts via Stochastic Downscaling. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 9, n.5. p.1084-1094.
- CARVALHO, T. L. L DE., REIS, D. S. Jr ; MARIA, P. H. S. ; SOMBRA, S. S., COSTA, A. A. 2008. Avaliação da previsão de curto prazo de chuva na bacia do Alto Jaguaribe durante a cheia de 2008. In: *Simpório de Recursos Hídricos do Nordeste*. Anais do Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, Salvador, BA.
- CBH, Piranhas-Açu. 2009. Comitê da Bacia Hidrográfica do rio Piranhas-Açu. <http://www.piranhasacu.cbh.gov.br/>.

- CHEN, C., COTTON, W. R., 1983. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Bound-Layer Meteor.* Vol. 25, p.289-321.
- CHEN, F., MITCHELL, K., SCHAAKE, J., XUE, Y., PAN, H.-L., KOREN V., DUAN, Q.-Y., EK, M., AND BETTS A., 1996. Modeling of land-surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations, *J. Geophys Res.*, vol. 101, p.7251–7268.
- CHEN, F., PIELKE, R. A., MITCHELL, K. 2001. Development and Application of Land-Surface Models for Mesoscale Atmospheric Models: Problems and Promises. *Land Surface Hydrology, Meteorology, and Climate: Observations and Modeling. Water Science and Application.* 2001. v.3, p. 107-135.
- CHEN, F., WARNER, T., MANNING, K., 1999. Simulation of the 1996 Buffalo Creek flash-flood event and its sensitivity to land-surface variability. In: *Proc. Workshop on land-surface modeling and applications to mesoscale models.* Amer. Meteor. Soc., Boston. p.24-25.
- CHEN, S.; COTTON, W. R. 1988. The Sensitive of a Simulated Extratropical Mesoscale Convective System to Long Wave Radiation and Ice-Phase Microphysics. *J. Atmos. Sci.* 45, 3879 -3910.
- CHIBA, C. Y. B., GANDU, A. W. Análise da precipitação simulada durante o experimento WET-AMC/LBA. 2000. In: *XI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia (CD-ROM).* Rio de Janeiro, RJ.
- CHOU, S. C., SILVA, J. M. G. A. 1999. Objective evaluation of ETA precipitation forecasts over South América. *Climanálise, Cachoeira Paulista, SP, Vol.14, n.1, p.1-17.*
- CHRISTENSEN, J.H., CHRISTENSEN, O.B., LOPEZ, P., VAN MEIJGAARD, E. AND BOTZET, M., 1996. The HIRHAM4 regional atmospheric climate model. *Scientific Report.* p.96-4, Danish Meteorological Institute, Copenhagen 51pp.
- CLAPP, R., HORNBERGER, G. Empirical equations for some hydraulic properties. *Water Resources Research, Vol.14, n.4, p.601-604, 1978.*
- CLEMENTE, A. S., TANAJURA, E. M. B., B. RICARDO A., CUNHA, A. E. S. 2006. Previsão por conjunto com os modelos ETA e BRAMS para o estado do Rio de Janeiro no verão de 2004. 6p. In: *XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia.* Florianópolis, SC.

- COLLIER, C. G., KZYYSZTOFOWICZ, R. 2000. Quantitative precipitation forecasting. *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 239, pp. 1-2.
- COLLIER, C. G.; KZYYSZTOFOWICZ, R., 2000. Quantitative precipitation forecasting. *Journal of Hydrology* 239 (2000) 1-2
- COLLISCHONN, W. 2001. *Simulação Hidrológica de Grandes Bacias*. Tese de Doutorado. Porto Alegre: Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- COTTON, W. R.; PIELKE, R. A. SR.; WALKO, R. L., LISTON, G. E.; TREMBACK, C. J.; JIANG, H.; MCANELLY, R. L.; HARRINGTON, J. Y.; NICHOLLS, M. E.; CARRIO, G. G. e MCFADDEN, J. P. RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteor. Atmos. Phys.*, Vol.82, p.5-29.
- COUTINHO, M. D. L., NASCIMENTO, M. G. DO, COUTINHO, M. D. L., SOUZA, E. P. DE. 2006. Simulação de precipitação no NEB através de testes de esquemas de convecção do BRAMS. In: *XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Florianópolis , SC.
- CUNGE, J. A. 1969. On the of flood propagation computation method (Muskingum Method). *Journal of Hydraulic Research*, n. 2, v. 7, p. 20-30.
- DAMRATH, U., DOMS, G., FRÜHWALD, D., HEISE, E., RICHTER, B., STEPPELER, J. 2000. Operational quantitative precipitation forecasting at the German Weather Service. *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 239, pp. 260-285.
- DEARDORFF, J. W. 1978. Efficient Prediction of Ground Surface Temperature and Moisture, With Inclusion of a Layer of Vegetation, *J. Geophys. Res.*, vol. 83, p. 1889–1903.
- DECHARME, B., DOUVILLE, H. 2006. Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations. *Climate Dynamics*. Vol. 27, p. 695-713.
- DEMIRTAS, M., NANCE, L., BERNARDET, L., LIN, Y., LOUGHE, A., MAHONEY, J. L.; GALL, R.; KOCH, S. 2005. Quantitative Precipitation Forecast (QPF) verification of DWFE. In: *21st Conference on Weather Analysis and Forecasting*.
- DERECZYNSKI, C. P., WALDHEIM, PATRICIA VIEIRA; CHOU, S. C., MARENGO, J. A. O., MANZI, A. O. 2006. Comparação dos modelos Global e ETA do CPTEC com observações na Reserva Biológica do Jarú (Rondônia). In: *XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Florianópolis - SC.

- DOTY, B., HOLT, T., FIORINO, M. Grid analysis and display system. 1995. Disponível em: <ftp://grads.iges.org/grads/sprite/doc/>. Disponível on-line em: 01 de dezembro de 2004.
- DOUVILLE, H. 1998. Validation and sensitivity of the global hydrological budget in stand-alone simulations with the ISBA land-surface scheme. *Climate Dynamics*. Vol. 14, p. 151-171.
- DRUYAN, L. M., FULAKEZA, M., LONERGAN, P. 2002. Dynamic downscaling of seasonal climate predictions over Brazil. *J. Climate*, v.15, no.23, p.3411-3426.
- DUAN, Q., SCHAAK, J., ANDRÉASSIAN, V., FRANKS, S., GOTETI, G., GUPTA, H. V., GUSEV, Y. M., HABETS, F., HALL, A., HAY, L., HOGUE, T., HUANG, M., LEAVESLEY, G., LIANG, X., NASONOVA, O. N., NOILHAN, J., OUDIN, L., SOROOSHIAN, S., WAGENER, T., WOOD, E. F. 2006. Model Parameter Estimation Experiment (MOPEX): An overview of science strategy and major results from the second and third workshops. *Journal of Hydrology*, v. 320, p. 3-17.
- DÜMENIL, L., TODINI, E., 1992. A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model . In: *Advances in Theoretical Hydrology, A Tribute to James Dooge* (Ed. J.P. O'Kane). European Geophysical Society Series on Hydrological Sciences, Vol. 1, Elsevier Press Amsterdam, p.129-157
- ENTEKHABI, D., EAGLESON, P. S. 1989. Land surface hydrology parametrization for atmospheric general circulation models including subgrid scale spatial variability. *Journal of Climate*. Vol. 2, p. 816-831.
- FAZENDA, A. L., MOREIRA, D. S., ENARI, E. H., PANETTA, J., RODRIGUES, L. F. 2007. *First time user's guide (BRAMS version 4.0). Version 5*. CPTEC.
- FOLEY, J. A. 1995. Numerical models of the terrestrial biosphere. *Journal of Biogeography*. Vol. 22, p. 837-842.
- FUCHS, T., RAPP, J., RUBEL, F., RUDOLF, B. 2001. Correction of synoptic precipitation observations due to systematic measuring errors with special regard to precipitation phases . *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*. Vol. 26, p. 689-693.
- GALVÃO, C. O., NOBRE, P. BRAGA, A. C. F. M., OLIVEIRA, K. F., MARQUES, R., SILVA, S. R., GOMES FILHO, M. F., SANTOS, C. A. G., LACERDA, F., MONCUNILL, D. 2005. Climatic predictability, hydrology and water resources over Nordeste Brazil. In: *Regional*

Hydrological Impacts of Climatic Change — Impact Assessment and Decision Making. Wallingford: IAHS Press. p. 211-220. IAHS Publ. 295.

GAN T.Y., BURGESS S.J. 2006. Assessment of soil-based and calibrated parameters of the Sacramento model and parameter transferability. *Journal Hydrol.* 2006. Vol. 320. p.117–131.

GANGULY, A. R., BRAS, R. L. 2003. Distributed quantitative precipitation forecasting using information from radar and numerical weather prediction models. *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 4. p. 1168-1180.

GEVAERD, R., FREITAS, S. R., 2006. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte I: Descrição da metodologia e validação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, Vol. 21, p.59-73.

GEVAERD, R., FREITAS, S. R., LONGO, M., MOREIRA, D. S., SILVA DIAS, M. A., SILVA DIAS, P. 2006. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte II: Impacto da umidade do solo e da parametrização de cumulus na simulação de uma linha seca. *Revista Brasileira de Meteorologia*. Vol. 21, p.74-88.

GOLDING, B. W. 2000. Quantitative precipitation forecasting in the UK. *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 239, pp. 286-305.

GOMES, J. L. 1996. Modelo RAMS. *Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática*. Vol. p. 208-218.

GRAHAM, L. P., 1999. Modelling runoff to the Baltic Sea. *Ambio*. Vol. 28, pp. 328–334.

GRELL GA. 1993. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, Vol.121. p.764-783.

GUSEV YE. M., NASONOVA O. N. 2000. An experience of modeling heat and water exchange at the land surface on a large river basin scale. *Journal of Hydrol.* 2000. Vol. 233. p. 1–18.

GUSEV, Y. M., NOSANOVA, O. N. 2001 Investigating the ability of a land surface model to simulate runoff in a large river basin scale. In: *Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Schemes and Large Scale Hydrological Models*. Wallingford: IAHS Press. p. 73-79. IAHS Publ. 270.

- HASTENRATH, S., GREISCHAR, L. 1993. Further work on prediction of northeast Brazil rainfall anomalies. *Journal of Climate*. Vol. 6, p.743-758.
- HOLLINGSWORTH, A. 2003. Improvements in the skill of numerical weather prediction with global models. *Bulletin World Meteorological Organization*. Vol. 52, n.1, p.33-39.
- HORTON, R. E. 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Transactions, American Geophysical Union*. Vol. 14, p. 446-460.
- HURK, B. J. J. M. van den, GRAHAM, L. P., VITERBO, P. 2002. Comparison of land-surface hydrology in regional climate simulations of the Baltic sea catchment. *Journal of Hydrology*, v. 255, p. 169–193,
- IBBITT, R. P., HENDERSON, R. D. J., COPELAND, WRATT, D. S. 2000. Simulating mountain runoff with mesoscale weather model rainfall estimates: a New Zealand experience, *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 239, pp. 19-32.
- INES, A. V. M., HANSEN, J. W. 2006. Bias correction of daily GCM rainfall for crop simulation studies. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 138, p. 44-53.
- JUSTI DA SILVA, M. G. A., BARBOSA, M. C. D., XAVIER, M. C. A. 2000. Sistema Alerta-Rio: Verificação Objetiva das Previsões de Precipitação e Temperatura.. In: *XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Anais em CDROM.
- KALMA, J. D., CALDER, I. R. 1994. Land surface processes in land-scale hydrology. Geneve. Published online 7 October 2008 in Wiley InterScience
- KERKHOVEN, E., GAN, T. Y. 2006. A modified ISBA surface scheme for modeling the hydrology of Athabasca River Basin with GCM-scale data. *Advances in Water Resources*. Vol 29, n. 6, p. 808-826.
- KUHL, S. C., MILLER, J. R. 1992. Seasonal river runoff calculated from a global atmospheric model. *Water Resources Research*. Vol. 28, pp. 2029-2039.
- KUO, H.L., 1974. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 31, p.1232-1240.

- LAKHTAKIA, M. N., Yu, Z., LAPENTA, W.M., YARNAL, B., WHITE, R.A., MILLER, D. A. 1999. Some problems associated with regional climate and hydrologic modeling. AMS 14th conference on Hydrology, Dallas.
- LEE, T. J., PIELKE, R. A., 1992. Estimating the soil surface specific humidity. *J. Appl. Meteor.* Vol. 31, p.480-484.
- LI, K. Y., COE, M. T., RAMANKUTTY, N. 2005. Investigation of hydrological variability in West Africa using land surface models. *Journal of Climate*. Vol. 18, P. 3173-3188.
- LIANG, X., LETTENMAIER, D., WOOD, E. F., BURGE, S. J. 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 99, n. D7, p. 14.415-14.428.
- LIN, C., VASIĆ, S., ZAWADZKI, I., TURNER, B. 2004. Precipitation forecast based on numerical weather prediction models and radar nowcasts. Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, McGill University, Montreal, In: *Sixth International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar*. Quebec, Canada.
- LORENZ, E. N., 1979. Forced and Free Variations of Weather and Climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 36, n.8. p.1367-1376.
- LOUIS, J. F., TIEDKE, M., GELEYN J-F., 1981. A short history of the PBL parameterization at the ECMWF. Proc. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization, Shinfield Park, Reading, United Kingdom, ECMWF, 59–80.
- MAHRER, Y., PIELKE, R. A. 1977. A numerical study of the airflow over irregular terrain. *Beitrage zur Physik der Atmosphere*. Vol. 50., p. 98-113.
- MANABE, S. 1969. Climate and ocean circulation. The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface. *Monthly Weather Review*. Vol. 97, p. 739-805.
- MAO, Q., MUELLER, S. F., JUANG, H. M. H. 2000. Quantitative precipitation forecasting for the Tennessee and Cumberland River watersheds using the NCEP regional spectral model. *Monthly Weather Review*, Vol. 15, pp. 29-45.
- MARENGO, J. A., CAVALCANTI, I. F. A., SATYAMURTY, P., NOBRE, C. A., BONATTI, J. P., MANZI, A. O., TROSNIKOV, I., SAMPAIO, G., CAMARGO, H., SANCHES, M. B., CUNNINGHAM, C. A. C.,

- D'ALMEIDA, C., PEZZI, L. P. 2003. Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. *Climate Dynamics*. Vol. 21, p. 459–475.
- McBRIDE, J. L., EBERT, E. E. 2000. Verification of quantitative precipitation forecasts from operational numerical weather prediction models over Australia,” *Weather and Forecasting*, Vol. 15, pp. 103-121.
- MCCARTHY, G. T., 1939. *The Unit Hydrograph and Flood Routing*. Providence: U.S. Corps of Engineers.
- McCUMBER, M. C., PIELKE, R. A. 1981. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 86, p. 9929-9938.
- McCUMBER, M. C., PIELKE, R. A., 1981: Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part I: Soil layer. *J. Geophys. Res.* Vol. 86, p.9929-9938.
- MESSAGER, C., GALLÉE, H., BRASSEUR, O., CAPPELAERE, B., PEUGEOT, C., SÉGUI, L., VAUCLIN, M., RAMEL, R., GRASSEAU, G., LÉGER, L., GIROU, D. 2006. Influence of observed and RCM-simulated precipitation on the water discharge over the Sirba basin, Burkina Faso/Niger. *Climate Dynamics*. Vol. 27, p. 199-214.
- MICHALAKES, J., DUDHIA, J., GILL, D., KLEMP, J., SKAMAROCK, W. 1998. Design of a Next-Generation Regional Weather Research and Forecast Model .
- MILLER, J. R., RUSSEL, G. L., CALIRI, G. 1994. Continental-scale river flow in climate models. *Journal of Climate*. Vol. 7, p. 914-928.
- MISRA, V. 2007. Addressing the issue of systematic errors in a regional climate model. *Journal of Climate*. Vol. 20, n. 5, p. 801-818.
- MÖLDERS, N., RÜHAAK, W. 2002. On the impact of explicitly predicted runoff on the simulated atmospheric response to small-scale land-use changes – an integrated modeling approach. *Atmospheric Research*. Vol. 63 p. 3-38.
- MOLION, L. C. B., BERNARDO, S. O. 2000. Dinâmica das chuvas no Nordeste brasileiro. In: *Anais do Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Fortaleza: SBMET. Vol. 11, p. 561-572.

- MULLEN, S. L., BUIZZA, R. 2001. Quantitative precipitation forecasts over the United States by the ECMWF Ensemble Prediction System. *Monthly Weather Review*. Vol. 129, pp. 638-663.
- MURPHY, A.H. e WINKLER, R.L. 1987. A General Framework for Forecast Verification. *Mon. Wea. Rev.* Vol.115, p.1330–1338.
- MURPHY, A.H., 1993. What Is a Good Forecast? An Essay on the Nature of Goodness in Weather Forecasting. Vol. 8, p.281–293.
- NAGHETTINI, M. C., PINTO, E. J. de A. *Hidrologia Estatística*. 1. ed. Belo Horizonte: CPRM, 2007. Vol. 1. 561 p.
- NASH, J. E; SUTCLIFFE, J. V. 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I a Discussion of Principles. *Journal of Hydrologic*, n.1, v. 10, p. 282-290.
- NASONOVA, O. N., GUSEV, YE. M., 2007. Can a land surface model simulate runoff with the same accuracy as a hydrological model? *IAHS Publ.*, Vol. 313, p.258–265.
- NASONOVA, O. N., GUSEV, YE. M., KOVALEV, Y. E. 2009. Investigating the Ability of a Land Surface Model to Simulate Streamflow with the accuracy of hydrological models: a case study using MOPEX Materials. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 10, p.1128–1150.
- NOBRE, P., MOURA, A. D., SUN, L. 2001. Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP's Regional Spectral Models at IRI. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 82, n. 12, p. 2787-2796.
- NOBRE, P., SHUKLA, J. 1996. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*. Vol. 9, p. 2464–2479.
- OLIVEIRA, A. C. DE. 2006. Implementação do modelo atmosférico WRF acoplado com o modelo hidrológico TOPMODEL para a bacia de União da Vitória. 87f. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental do Setor de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná.
- OLIVEIRA, K. F., BRAGA, A. C. F. M., COSTA, I. Y. L. G., NOBRE, P. 2005a. Avaliação da precipitação prevista para a bacia do rio Piancó-PB. In: *Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. João Pessoa: ABRH. Em CD-Rom.

- PAZ, A. R. COLLISCHONN, W., TUCCI, C. E. M. 2005. Geração de direções de fluxo para modelagem hidrológica de grande escala. In: *Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. João Pessoa: ABRH. Em CD-Rom.
- PETRONIRO, A.; SOULIS, E. D. 2003. A hydrological modelling framework for the mackenzie gewex program. *Hydrological Processes*, v. 10, p. 1245–1261.
- PIELKE, R. A., 2002. Mesoscale meteorological modeling. 2nd Edition, Academic Press, San Diego, CA, 676 pp.
- PIELKE, R.A., COTTON, W. R., WALKO, R. L. 1992. A comprehensive meteorological modeling system - RAMS. *Meteorology and Atmospheric Physics*. Austria. Vol. 49, p.69-91.
- PILGRIM, D. H., CHAPMAN, T. G., DORAN, D. G. 1988. Problems of rainfall-runoff modelling in arid and semiarid regions. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 33, n. 4, p. 379-400.
- PINTO, D. E. G.; NUNES, H. M. T., DE PALULO, R. G. F. CARVALHO, D. D. DE. 2005. Verificação das previsões de precipitação realizadas com o modelo MM5 para o sistema de alerta de cheias da bacia do Rio Doce. In: *Simpósio brasileiro de recursos hídricos*. Vol. 16. João Pessoa: ABRH, 2005.
- PITMAN, A. J., HENDERSON-SELLERS, A., ABRAMOPOULOS, F., AVISSAR, R., BONAN, G., BOONE, A. 1993. Project for Intercomparison of Land-Surface Parametrization Schemes (PILPS): Results from Off-Line Control Simulations (Phase 1a). Washington, (IGBPO Publications Series, 7). 47pp.
- PRECLIHNE, Previsão Climática e Hidrológica para o Nordeste do Brasil. 2006. Relatório Final do Projeto. Edital CT-Hidro/GBH: FINEP 02/2002.
- REYNOLDS, R. W., D. C. MARSICO, 1993. An improved real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*. Vol. 6. p.114-119.
- REYNOLDS, R.W., 1988. A real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*. Vol. 1. p.75-86.
- RICARTE, R. M. D., SOUZA, E. P. DE, 2006. Simulação do furacão catarina com o BRAMS: sensibilidade ao fechamento do esquema de convecção. 6p. In: *XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Florianópolis, SC.

- ROBERTS, N. M., COLE, S. J., FORBES, R. M. MOORE, R. J., BOSWELL, D. 2009. Use of high-resolution NWP rainfall and river flow forecasts for advance warning of the Carlisle flood, north-west England. *Meteorological Applications*, Vol.16. p.23-44.
- ROSSATO, L. 2001. Estimativa da capacidade de armazenamento de água no solo do Brasil. 145f. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Instituto Nacional Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, SP.
- SANSIGOLO, A. S. 1989. Variabilidade Interanual da estação chuvosa em São Paulo. *Climanálise*, Vol. 4, n.9, p.40-43.
- SANTOS, C. A. C. dos., BRITO, J. I. B. de., RAO, T. V. R., MENEZES, H. E. A. 2009. Tendências dos índices de precipitação no Estado do Ceará. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.24, n.1, p.39-47.
- SCHUURMANS, J. M., BIERKENS, M. F. P. 2009. Ability to forecast regional soil moisture with a distributed hydrological model using ECMWF rainfall forecasts. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 10. P.544-554.
- SERHID – Secretaria Estadual de Recursos Hídricos. 2000. Plano Estadual de Recursos Hídricos. Natal/RN,
- SMAGORINSKY, J. 1963. General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment. *Monthly Weather Review*. Vol. 91, p. 99-164.
- SMITH, K. T; AUSTIN, G. L. 2000. Nowcasting precipitation – a proposal for a way forward. *Journal of Hydrologic*, n. 239, p. 34-45.
- SUN, L., MONCUNILL, D. F., LI, H., MOURA, A. D., SOUZA FILHO, F. A. 2005. Climate downscaling over Nordeste, Brazil, using the NCEP RSM97. *Journal of Climate*. Vol 18, p. 551-567.
- TBRS, Terrestrial Biophysics e Remote Sensing Lab. 2006. MODIS Vegetation Index CD-ROM. Disponível on-line: <http://tbrs.arizona.edu/cdrom/Index.html>. Em: 10/07/2006.
- TREICHRIEB, C. A., 2008. Sensibilidade do BRAMS para descrição de chuva e temperatura, no nordeste do rio grande do sul, para diferentes resoluções espaciais. Dissertação de Mestrado. 84f. Programa de Pós-graduação em Física. Universidade Federal de Santa Maria, Santa Catarina.

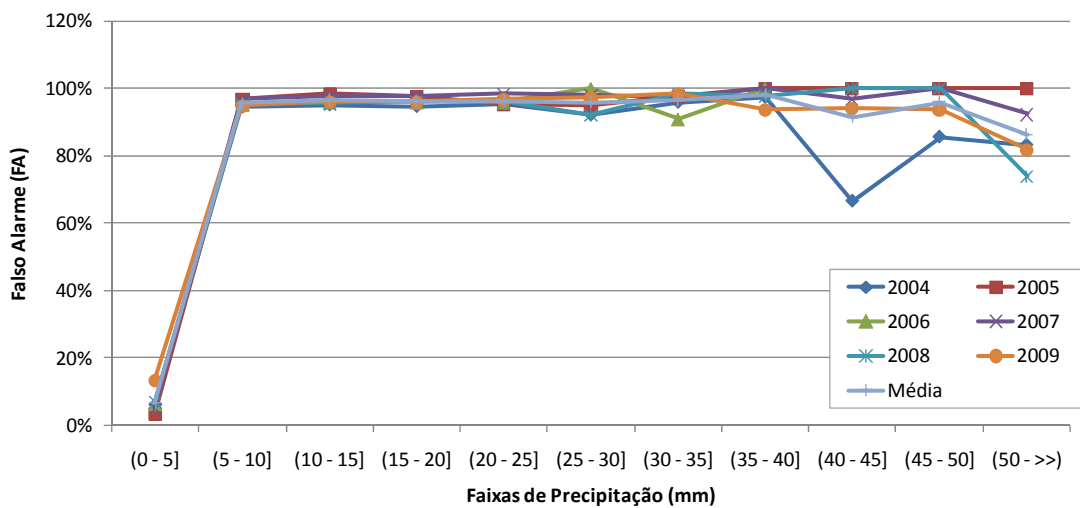
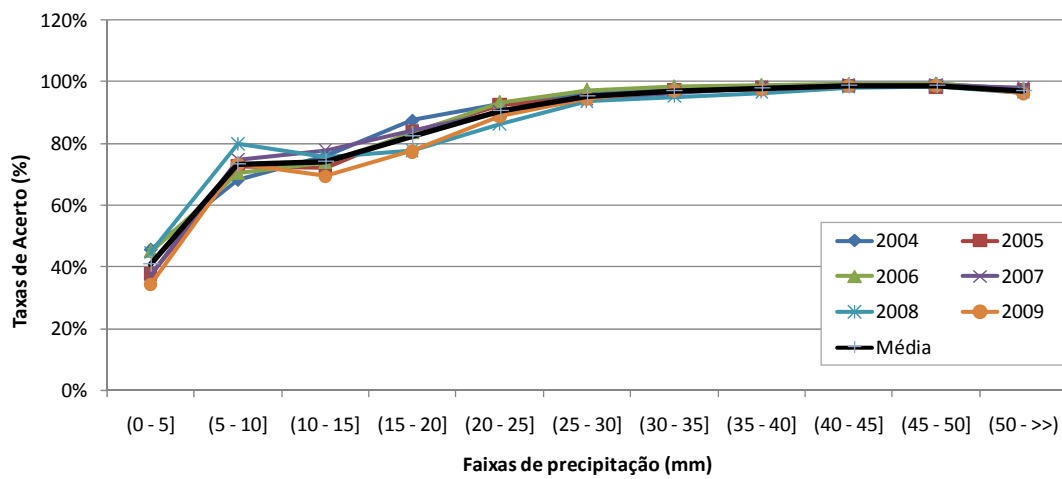
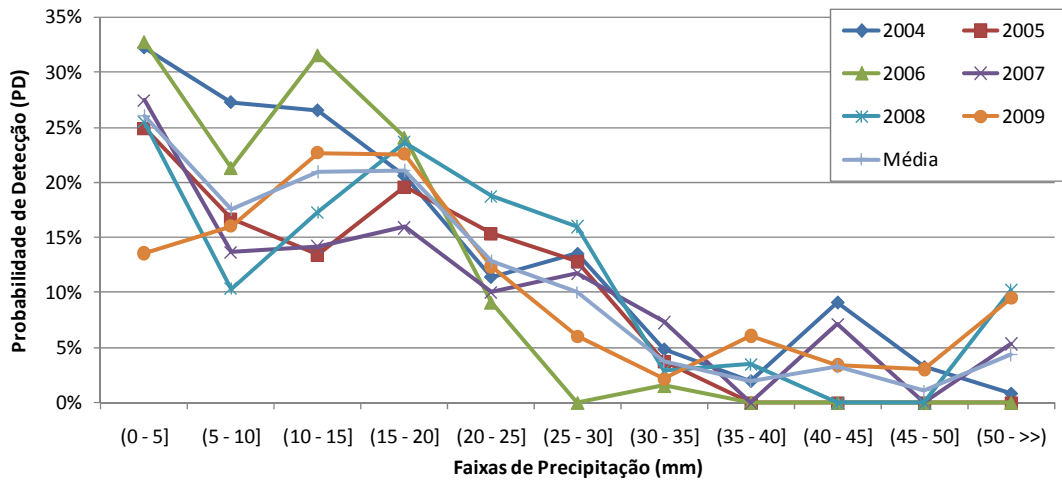
- TREMBACK, C. J., KESSLER, R., 1985. A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoscale numerical models. Preprints. 7th AMS Conference on Numerical Weather Prediction. Vol. 17-20. Montreal, Quebec, Canada, Amer. Meteor. Soc., Boston. p.355-358.
- Tripoli, G. J., Cotton, W. R., 1982: The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model, Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *J. de Rech. Atmos.* Vol. 16, p.185-220.
- TRIPOLI, G. J., E W. R COTTON, 1982. The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model - 1982. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *Journal de Recherches Atmosphériques*. 16, 185-219.
- TUCCI, C. E. M. 1998. Modelos Hidrológicos. Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e Associação Brasileira de Recursos Hídricos. 669 p.
- TUCCI, C. E. M., CLARKE, R. T., COLLISCHONN, W., DIAS, P. L. S., OLIVEIRA, G. S. 2003. Long-term flow forecasts based on climate and hydrologic modeling: Uruguay river basin. *Water Resources Research*, Vol. 39, n. 7, 1181, 11p.
- TUCCI, C. E. M., COLLISCHONN, W., ANDREOLLI, I. 2003a. Previsão de vazões de curto e médio prazo na operação de usinas hidrelétricas. Porto Alegre: UFRGS, Instituto de Pesquisa Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Relatório Técnico, P&D e ANEEL.
- UFPB, Universidade Federal da Paraíba. 2001. Regionalização de vazões características de longo termo para os rios da sub-bacia 37. 40p. Convênio n. 0007/2000 entre a ANEEL e a Universidade Federal da Paraíba – Campus II.
- VAN GENUCHTEN, M.T. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, Vol.44, p.892-898.
- VITERBO, P., BELJAARS, A. C. M. 1995. An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation. *J. Climate*. Vol. 8. p.2716-2748.
- WALKO, R. L., BAND, L. E., B. J., KITTEL, T. G. F., LAMMERS, R., LEE, T. J., OJIMA, D., PIELKE SR., R. A. P., TAGUE, C., TREMBACK, C. J., VIDALE, P. L. 2000. Coupled atmosphere-byophysics-hydrology models for environmental modeling. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 39, p. 931-944.

- WALKO, R. L., TREMBACK, 2005. Modifications for the Transition from LEAF-2 to LEAF-3. ATMET Technical note. Number 1. Disponível on-line: www.atmet.com/html/docs/rams/RT1-leaf2-3.pdf. Em: Julho/2006.
- WALKO, R. L., TREMBACK, J. C., HERTENSTEIN, R. F. A. 1995. The regional atmospheric modeling system. Version 3b, User's Guide. Fort Collins: ASTER Division. 121 p.
- WILKS, D. S. 2006. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, 2nd Ed., Academic Press, 627 pp.
- WOOD, A. W., MAURER, E. KUMAR, A., LETTENMAIER, D. 2002. Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. Journal of Geophysical Research. Vol. 107, D20, 4429, 15p.
- WRIGHT, I. R. ; OYAMA, M. D. ; GIELOW, R. ; ALVALA, R. C. S. ; NOBRE, C. A. 1996. Monitoramento do clima na Amazônia: apresentação do banco de dados público do Estudo Observacional Anglo-Brasileiro de Clima Amazônico - Projeto ABRACOS. In: *IX Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 1996, Campos do Jordão. Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia. Vol. 1. p. 96-99.
- WWRP/WGNE (World Weather Research Programme/Working Group on Numerical Experimentation), 2008. Recommendations for the Verification and Intercomparison of QPFs and PQPFs from Operational NWP Models. Disponível em <http://www.bom.gov.au/bmrc/wefor/staff/eee/verif/verif_web_page.html>. Acessado em setembro de 2009.
- XUE, M., DROEGEMEIER, K. K., WONG, V., SHAPIRO, A., BREWSTER, K., CARR, F., WEBER, D., LIU, Y., WANG, D. 2001. The advanced regional prediction system (ARPS) - a multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. part II: Model physics and applications. *Meteorology and Atmospheric Physics*, Vol. 76, p. 143–165.
- XUE, Y., SELLERS, J. P., KINTER III, J.L., SHUKLA, J. 1991. A simplified simple biosphere model for global climate studies. *J. Climate*, Vol. 4, p. 345-364.
- YAMADA, T. 1982. A numerical model simulation of turbulent airflow in and above the canopy. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 60, p. 439–454.

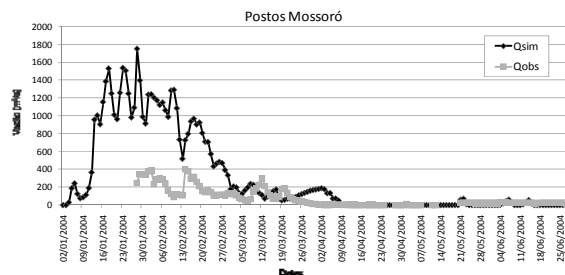
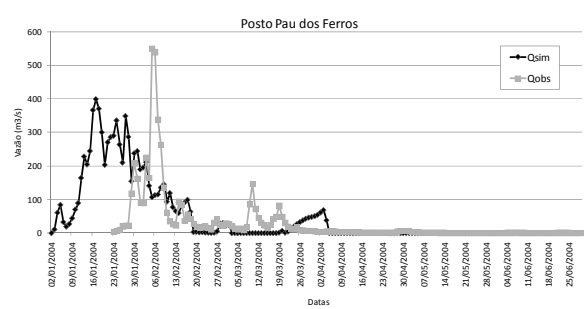
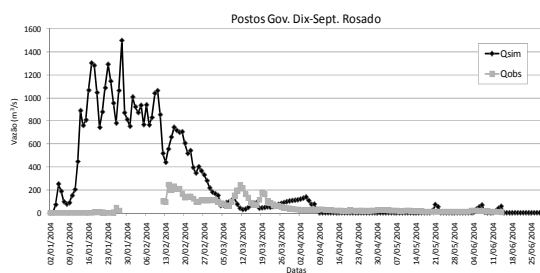
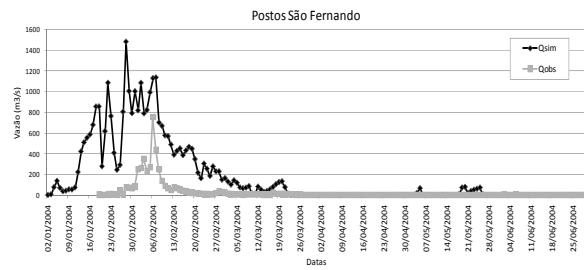
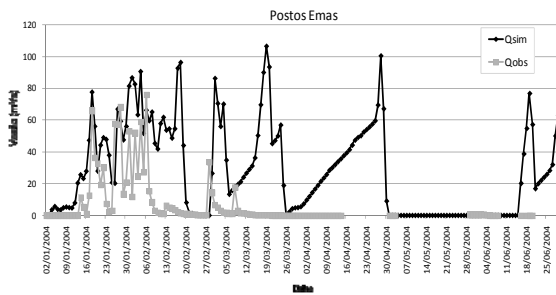
- YU, Z., 2000. Assessing the response of subgrid hydrologic processes to atmospheric forcing with a hydrologic model system. *Global and Planetary Change*. V.25. p.1–17
- YU, Z., LAKHTAKIA, M. N., YARNAL, B., WHITE, R. A., MILLER, D. A., FRAKES, B., BARRON, E. J., DUFFY, C., SCHWARTZ, F. W. 1999. Simulating the river basin response to atmospheric forcing by linking a mesoscale meteorological model and hydrological model system. *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 218, pp.72-91.
- ZHANG, Y., SMITH, J. A., NTELEKOS, A. A., BAECK, M. L., KRAJEWSKI, W. F., MOSHARY, F. 2009. Structure and Evolution of Precipitation along a Cold Front in the Northeastern United States. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 10 Issue 5, 14p. p.1243-1256.

ANEXOS

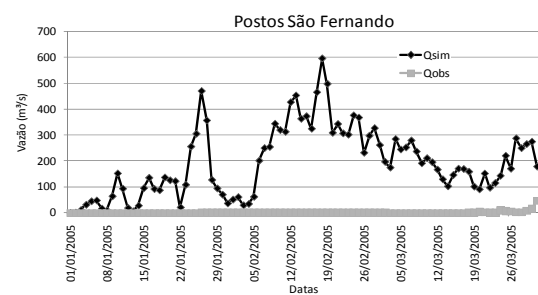
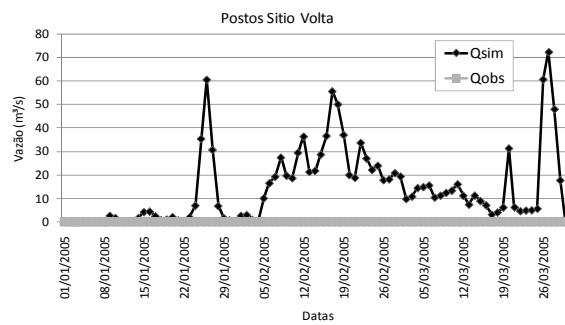
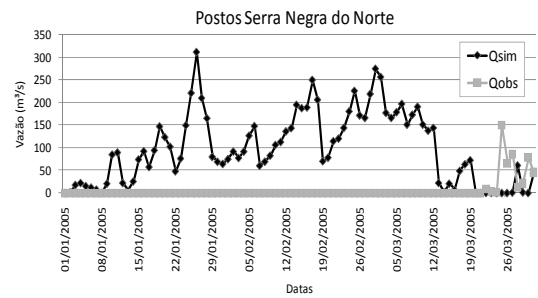
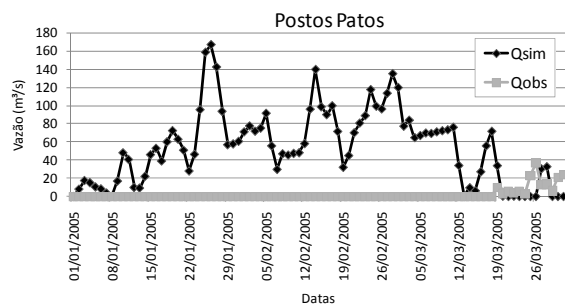
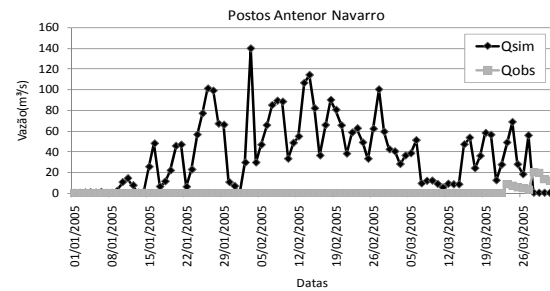
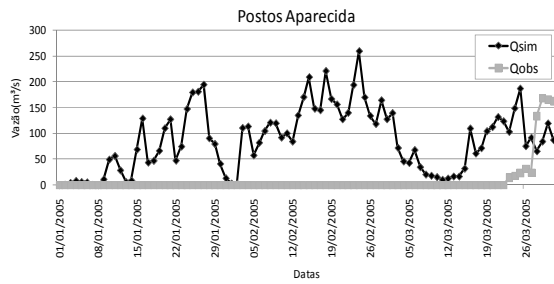
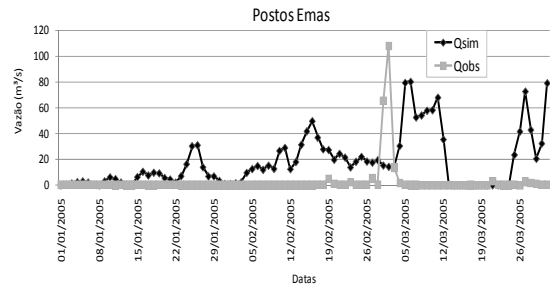
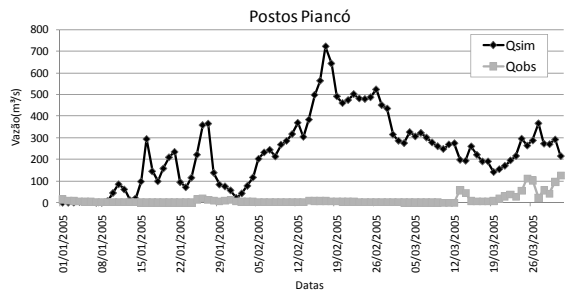
ANEXO A – Índices de precisão da precipitação simulada para os períodos de simulação dos anos de 2004 a 2009



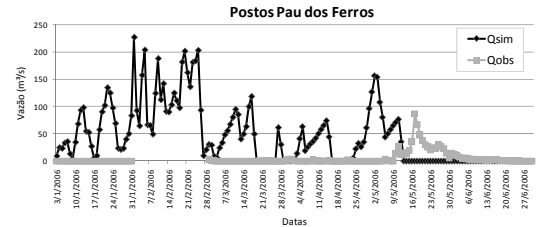
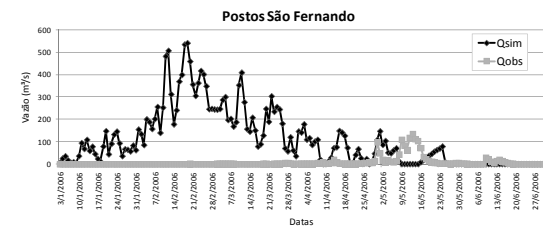
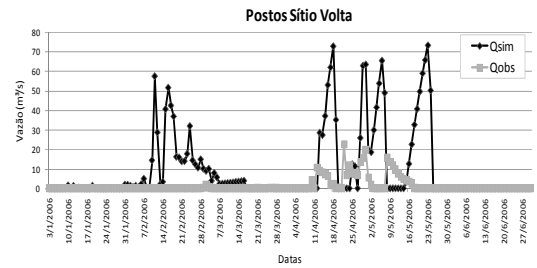
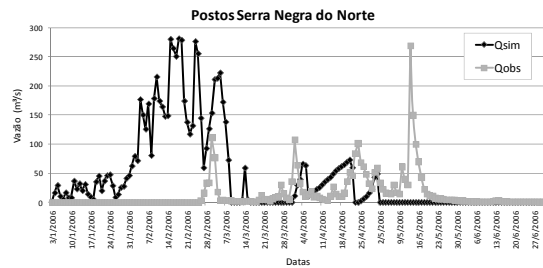
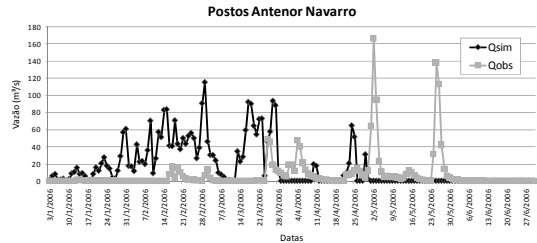
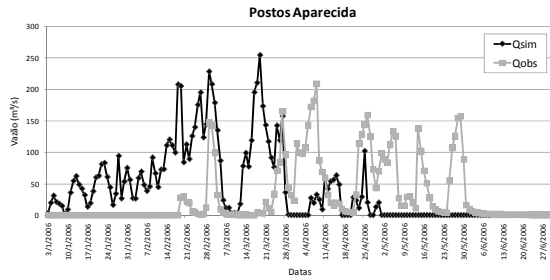
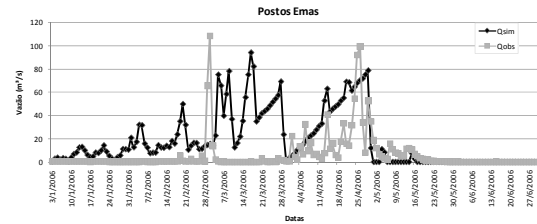
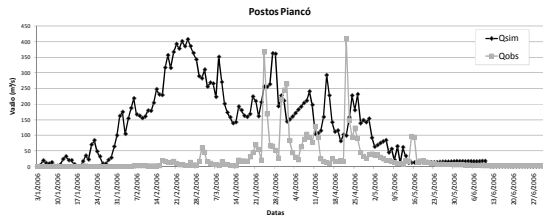
ANEXO B – Hidrogramas simulados e observados para o ano 2004



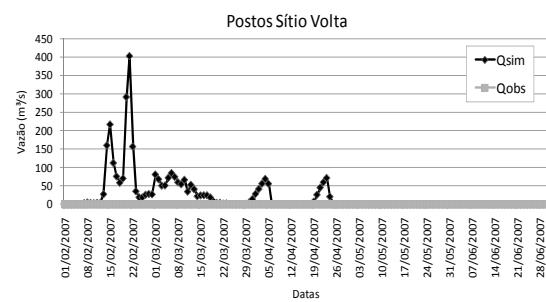
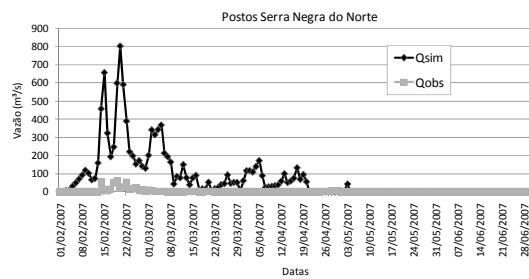
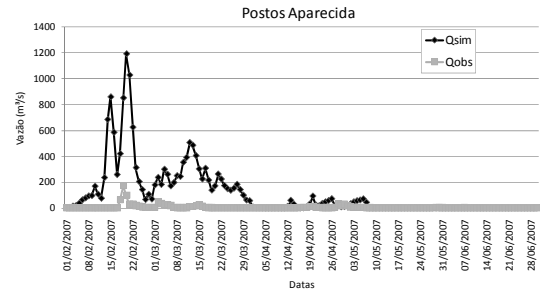
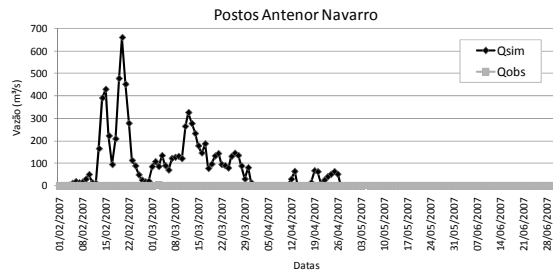
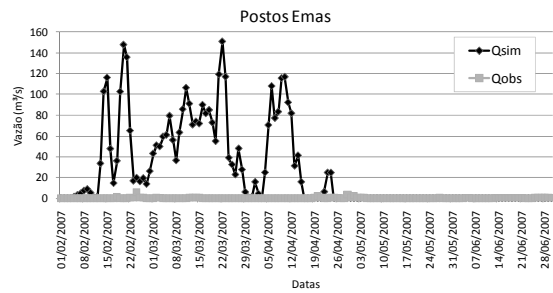
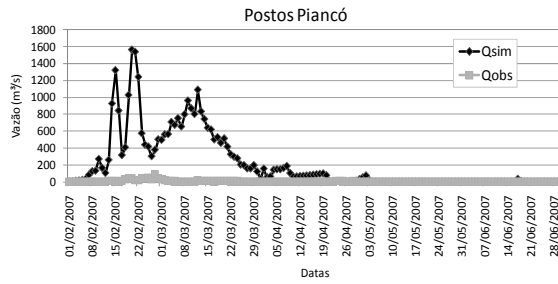
ANEXO C – Hidrogramas simulados e observados para o ano 2005



ANEXO D – Hidrogramas simulados e observados para o ano 2006



ANEXO E – Hidrogramas simulados e observados para o ano 2007



ANEXO F – Hidrogramas simulados e observados para o ano 2008

