

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**USO DO MODELO BRAMS NA OBTENÇÃO DA PRECIPITAÇÃO PARA
ENTRADA EM MODELO HIDROLÓGICO CONCENTRADO**

JOSÉ FLAVIO PORTELA SOARES

Campina Grande - PB

Setembro de 2008

**USO DO MODELO BRAMS NA OBTENÇÃO DA PRECIPITAÇÃO PARA
ENTRADA EM MODELO HIDROLÓGICO CONCENTRADO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande - UFCG, em cumprimento às exigências para a obtenção do grau de mestre.

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala
Subárea: Climatologia e Modelagem Numérica de Tempo

Orientador: Prof. Dr. Enílson Palmeira Cavalcanti

Campina Grande – PB
Setembro de 2008

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA
CENTRAL DA UFCG

S676u

Soares, Jose Flavio Portela

Uso do modelo BRAMS na obtencao da precipitacao para
entrada em modelo hidrológico concentrado / Jose Flavio
Portela Soares. - Campina Grande, 2008.

54 f. : il.

Dissertacao (Mestrado em Meteorologia) - Universidade
Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos
Naturais.

1. Fluxo de Vapor d'Agua 2. Modelo BRAMS 3. Chuva-Vazao
4. Dissertacao I. Cavalcanti, Enilson Palmeira, Dr. II.
Universidade Federal de Campina Grande - Campina Grande
(PB) III. Título

CDU 551.571.1(043)

JOSÉ FLAVIO PORTELA SOARES

USO DO MODELO BRAMS NA OBTENÇÃO DA PRECIPITAÇÃO PARA ENTRADA
EM MODELO HIDROLÓGICO CONCENTRADO

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 01/9/2008

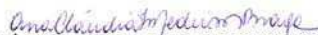
BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Dra. ANA CLÁUDIA FERNANDES MEDEIROS BRAGA
Consórcio Contécnica/Planservi/Lenc

Ao amor, que nos faz sentir: leve, solto,
feliz, e vivo, personificado em minha
esposa. DEDICO

Aos meus amigos, a minha família
e professores, OFEREÇO.

AGRADECIMENTOS

A Deus, força sempre presente em minha vida, pela luz mostrando o caminho a seguir.

A CAPES, pela concessão da bolsa de estudos para a realização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Enílson Palmeira Cavalcanti, por ter me orientado com extrema dedicação e sensatez, pelo apoio e confiança.

Ao Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito pelo incentivo, sugestões, ensinamentos transmitidos, pelo exemplo de conduta profissional, por sua preciosa amizade e confiança.

Aos Colegas e Amigos do dia-a-dia Acadêmico : Rhodolffo Allysson Felix de Alencar, Fabiane Regina da Cunha Dantas, Leandro Gomes da Silva, Hudson Ellen Alencar Menezes, Lincoln Eloi de Araújo e Fernando Meira Lima

As secretárias Eyres e Divanete, por terem contribuído de forma eficiente e bondosa na minha vida, durante o mestrado.

À minha esposa, Jéssica Girlaine Guimarães Leal, pela compreensão e carinho nos momentos difíceis, estando sempre ao meu lado.

À minha família, em especial aos meus pais Edson Soares da Silva e Josefa Filomena Portela Soares , base que me sustenta emocionalmente, pelo incentivo, preocupação e interesse com a formação intelectual e espiritual de seus filhos.

Ao Pr. Erinaldo da Igreja Presbiteriana de Lagoa Seca, pelos ensinamentos moral e espiritual que me fizeram compreender o verdadeiro sentido da vida.

A todos aqueles que, de maneira direta e indireta, contribuíram facilitando este trabalho. Que a omissão de nomes, não atenuem nosso agradecimento.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABELAS	iii
RESUMO	v
ABSTRACT	vi
1. INTRODUÇÃO	01
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	03
2.1 Teor e Transporte de Vapor D'água na Atmosfera	03
2.2 Balanço Hídrico – método aerológico	06
2.3 Parametrização Convectiva	07
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	11
3.1 Parametrização Convectiva Grell	11
3.1.1 O Controle Estático e Realimentação	11
3.1.2 Controle Dinâmico	12
3.2 O Balanço de Vapor d' agua	14
4. MATERIAL E MÉTODOS	17
4.1 Localização da bacia em estudo	17
4.2 Dados	19
4.3 O modelo BRAMS e principais características das simulações	22
4.3.1 O modelo BRAMS	22
4.3.2 Principais características das simulações	23
4.4 Escolha dos Períodos de Estudos	24
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	26
5.1 Precipitação Observada : Media Aritmética & Método de Thiessen	26
5.2 Analise dos Campos Médios	28
5.2.1 Média de 14 a 23 de fevereiro de 2006	28
5.2.2 Média de 20 a 29 de março de 2005	30
5.2.3 Média de 20 a 29 de fevereiro de 2004	32
5.2.4 Média de 19 a 28 de fevereiro de 2003	32
5.3 Comparação entre a Precipitação Simulada e Observada	35

6 CONCLUSÕES	43
7 REFERÊNCIAS	45

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1	Esquema da localização da bacia do rio Piancó – Fonte: Câmara (2002)	17
FIGURA 2	Bacia hidrográfica do Rio Piancó e localização dos postos pluviométricos – Fonte : Oliveira (2006)	18
FIGURA 3	Método dos Polígonos de Thiessen	20
FIGURA 4	Área do Polígono de Thiessen	20
FIGURA 5	Domínio para as rodadas do BRAMS	23
FIGURA 6	Área útil do modelo contendo a bacia do Rio Piancó	24
FIGURA 7	Vazão média (m ³ /dia), a) 14 – 23 fevereiro 2006, b) 20 – 29 março 2005, c) 20 – 29 de fevereiro 2004, d) 19 – 28 de fevereiro 2003	25
FIGURA 8	Distribuição da precipitação na bacia do Piancó obtida pela média aritmética e Thiessen e a correlação entra ambos, para os períodos: a) 14 a 23 fevereiro de 2006, b) 20 a 29 de março de 2005, c) 20 a 29 de fevereiro de 2004 e d) 19 a 28 de fevereiro de 2003	27
FIGURA 9	Média do período 14 a 23 de fevereiro de 2006 (mm/dia), a) $\partial W/\partial t$, b) $\nabla \cdot \vec{Q}$, c) $\partial W/\partial t + \nabla \cdot \vec{Q}$, d) Evapotranspiração, e) Precipitação balanço de vapor e f) Precipitação do modelo	29
FIGURA 10	Média do período 20 a 29 de março de 2005 (mm/dia), a) $\partial W/\partial t$, b) $\nabla \cdot \vec{Q}$, c) $\partial W/\partial t + \nabla \cdot \vec{Q}$, d) Evapotranspiração, e) Precipitação balanço de vapor e f) Precipitação do modelo	31
FIGURA 11	Média do período 20 a 29 de fevereiro de 2004 (mm/dia), a) $\partial W/\partial t$, b) $\nabla \cdot \vec{Q}$, c) $\partial W/\partial t + \nabla \cdot \vec{Q}$, d) Evapotranspiração, e) Precipitação balanço de vapor e f) Precipitação do modelo	33
FIGURA 12	Média do período 19 a 28 de fevereiro de 2003 (mm/dia), a)	34

$\partial W/\partial t$, b) $\nabla \cdot \vec{Q}$, c) $\partial W/\partial t + \nabla \cdot \vec{Q}$, d) Evapotranspiração, e) Precipitação balanço de vapor e f) Precipitação do modelo

- FIGURA 13 Comparação entre a Precipitação Acumulada Simulada e Observada para: a) 14 a 23 de fevereiro de 2006, b) 20 a 29 de março de 2005, c) 20 a 29 de fevereiro de 2004, d) 19 a 28 de fevereiro de 2003 36
- FIGURA 14 Relação entre a precipitação média observada (Thiessen) a) modelo – 2006, b) balanço de vapor d'água – 2006 c) modelo – 2005, d) balanço de vapor d'água - 2005 37
- FIGURA 15 Relação entre a precipitação média observada (Thiessen) a) modelo – 2004, b) balanço de vapor d'água – 2004, d) modelo – 2003, b) balanço de vapor d'água - 2003 39
- FIGURA 16 Comparação entre a Precipitação Média Diária Simulada e Observada para: a) 14 a 23 de fevereiro de 2006, b) 20 a 29 de março de 2005, c) 20 a 29 de fevereiro de 2004, d) 19 a 28 de fevereiro de 2003 41

LISTA DE TABELAS

TABELA 1	Informações dos postos pluviométricos utilizados na bacia do Piancó	19
TABELA 2	Coefficiente de Correlação (R) e Coeficiente de Determinação (R^2) para os meses que contem os períodos utilizados no estudo	26
TABELA 3	Precipitação acumulada (mm) para os quatro períodos de estudados	40
TABELA 4	Precipitação Média diária (mm) para os quatro períodos de estudados	42

Resumo

Foram feitas comparações entre a média da precipitação observada na bacia hidrográfica do Rio Piancó com a precipitação média obtida de duas diferentes formas: 1) gerada pelo modelo atmosférico por intermédio de parametrização e 2) obtida pelo balanço hídrico da atmosfera a partir de dados do modelo. O propósito principal é de avaliar a geração de dados de precipitação por modelo atmosférico para entrada em modelos hidrológicos concentrados, tipo chuva-vazão, possibilitando previsões de vazões. Foram estabelecidos quatro períodos de dez dias para os meses de fevereiro de 2006, 2004 e 2003 e março de 2005. O modelo atmosférico de mesoescala utilizado foi o *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS). Foram utilizados dados de reanálises do *National Centers for Environment Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) para efetuar as simulações em menor escala. Os resultados revelam aspectos interessantes na distribuição de precipitação sobre a bacia. Os dados de precipitação gerados através do BRAMS subestimaram os dados observados, entretanto, apresentam boa correlação. Os resultados demonstram que o modelo BRAMS constitui-se em ferramenta importante para fornecer dados de entrada para modelos concentrados de chuva-vazão possibilitando a previsão de vazões.

Palavras Chave: fluxo de vapor d'água, modelo BRAMS, chuva-vazão

Abstract

Comparisons were made between the mean observed areal rainfall in the Piencó River basin with the mean rainfall obtained through two different ways: 1) generated by the atmospheric model through parameterization and 2) obtained by atmospheric water balance from the model data. The main purpose is to evaluate the precipitation data generated by the atmospheric model to be used as input in concentrated hydrological models, rainfall-runoff models, allowing runoff predictions . Four periods of ten days each were selected in February, 2003, 2004, 2006, and March, 2005. The mesoscale atmospheric model used was the *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS). Data from *National Centers for Environment Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) Reanalysis were used to make the simulations on finer scale. The results show interesting aspects in the distribution of rainfall over the basin. Rainfall data generated by BRAMS underestimated the observed data; however, it shows good correlation. The results also show that the BRAMS model is an important tool to provide input data to concentrated rainfall-runoff models.

Keywords: water vapor flux, BRAMS model, rainfall-runoff

1 INTRODUÇÃO

A previsão de precipitação é uma área da meteorologia que tem apresentado resultados promissores nos últimos anos (Collier e Krysztofowicz, 2000; Golding, 2000). A escala espacial é uma das principais dificuldades para aplicação das previsões atmosféricas na área de recursos hídricos. Modelos globais de circulação geral da atmosfera (MCGAs) ainda não possuem resolução suficiente para representar, com precisão adequada, os processos que ocorrem em escalas regionais, onde se situam as necessidades da hidrologia (Roads et al., 2003). Entretanto, em anos recentes houve um forte desenvolvimento dos modelos regionais, que utilizam condições de contorno fornecidas pelo modelo global para detalhar os processos em escalas bastante próximas daquelas utilizadas pela hidrologia (Wood et al., 2002).

A precipitação é o principal dado de entrada para estimativa da vazão das bacias hidrográficas. Para aumentar a antecedência da previsão de vazão é necessário prever as precipitações. Para que estas previsões possam ser realizadas é necessário integrar as previsões de precipitações com modelos hidrológicos. Entretanto, existem outras formas de obter a previsão. Com a aproximação entre as resoluções, surge a possibilidade de utilizar as previsões geradas pelos modelos atmosféricos, principalmente a precipitação, como dado de entrada nos modelos hidrológicos (Galvão, 1999). Ou seja, torna-se viável obter previsões de vazão, associando previsões de precipitação geradas por modelos atmosféricos, principalmente os regionais, e modelos hidrológicos chuva-vazão.

Dada a complexidade dos processos radiativos, turbulentos, convectivos, e microfísicos, de influencia direta ou indireta na precipitação, eles são abordados sob

forma de parametrização nos modelos atmosféricos. Neste sentido, dado o avanço alcançado, já é possível estudo comparativo da precipitação observada com a precipitação gerada pelo modelo para fins de aplicação em bacia hidrográfica.

Outra forma de se obter a precipitação em uma bacia hidrográfica é através da técnica do balanço hídrico atmosférico. Essa técnica consiste em determinar as distribuições espaciais e temporais do fluxo de vapor d'água através de um volume de controle sobre bacia. As equações do balanço para o vapor d'água atmosférico são usadas para avaliar a evapotranspiração e a precipitação residual sobre uma bacia hidrográfica dado por $(P - ET)$. A quantidade de precipitação menos evapotranspiração $(P - ET)$ na superfície terrestre é o principal parâmetro para se quantificar a vazão da bacia.

Tradicionalmente o balanço hídrico tem sido estimado usando dados observacionais da superfície terrestre. Atualmente a estimativa do balanço hídrico usando dados atmosféricos, a saber o método atmosférico do balanço hídrico, está tornando-se mais fácil de se aplicar do que antes, devido à disponibilidade de dados atmosféricos de alta resolução, gerados por modelos atmosféricos regional.

Neste sentido, o presente trabalho tem como objetivo comparar a precipitação diária média observada na bacia hidrográfica do rio Piancó com a precipitação gerada por meio do modelo atmosférico BRAMS a partir da parametrização Grell e o do balanço de vapor d'água atmosférico, para fins de utilização como entrada em modelos hidrológicos concentrados do tipo chuva-vazão.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Teor e Transporte de Vapor D'água na Atmosfera

A água na fase gasosa, ou vapor d'água, presente na atmosfera da terra desempenha um papel fundamental na regulação do clima do planeta Terra. Apesar de ser um elemento de difícil previsão, dada a sua alta variabilidade, ela é de grande importância, tanto no aspecto físico, associado às suas características moleculares, como no aspecto fisiológico, decorrente da dependência que os seres vivos têm pelo mesmo.

Muitos Meteorologistas definem diferentes condições para expressar a quantidade de vapor d'água atmosférico. Alguns recorrem à quantidade atual, ou concentração, e alguns relacionam a quantidade atual ao valor que saturaria. Em termos, o ar é dito saturado quando contiver o máximo possível do conteúdo de vapor d'água sem retirar a condensação. Aquele ponto, na qual a taxa de moléculas de água entra exatamente na coluna de ar por evaporação, equilibra a taxa a qual eles partem através de condensação.

A quantidade de vapor d'água na atmosfera varia intensamente no espaço e no tempo, dependendo da disponibilidade de água no local e da energia térmica existente no meio. Varia de quase zero a 0,6% da massa total de uma coluna de ar. Sua influência, entretanto, nos recursos hídricos é de importância significativa comparada a proporção de sua massa relativa (Peixoto, 1973).

A água precipitável é definida como a quantidade de água, expressa em altura ou em volume, que poderia ser recolhida se todo o vapor d'água contido numa determinada coluna atmosférica, de seção horizontal unitária, fosse condensado e precipitado. Os métodos de determinação da quantidade de água precipitável na

atmosfera, medidas ao nível da superfície são parâmetros meteorológicos bastante úteis não só para observações astronômicas e estudos na radiação atmosférica, mas também para vários campos de estudos da meteorologia, como física das nuvens, previsão do clima e tempo, climatologia e agrometeorologia. (Tomasi, 1981).

Grande quantidade de vapor na atmosfera é carregada das áreas oceânicas (onde há intensa evaporação) para os continentes, onde vem a precipitar. A energia em movimento devido ao transporte de vapor d'água na atmosfera está na forma de calor latente. Quando ocorre a condensação, o calor latente é convertido em calor sensível e se constitui numa importante fonte de aquecimento atmosférico relacionado aos sistemas de circulação que estão associados, por sua vez, ao tempo e ao clima (Mockler et al. 1994).

Segundo Giez et al. (1998) o conteúdo de vapor d'água da atmosfera é de importância crítica para quase todos os ramos da ciência atmosférica. É muito importante observar os processos que determinam o conteúdo de vapor d'água na atmosfera. Como a superfície terrestre é uma fonte de vapor d'água atmosférico, observações do transporte turbulento vertical do vapor d'água na camada limite planetária tem sido o tema de vários projetos de pesquisa.

Randel et al. (1998) relatam que o conteúdo de vapor d'água no ar depende da magnitude dos processos de evaporação e de precipitação. Entretanto, o fluxo de vapor d'água na atmosfera constitui-se num dos principais componentes do ciclo hidrológico global.

O vapor d'água não é transferido apenas na vertical, mas também é transferido horizontalmente, através do fluxo advectivo que é importante para manter o balanço de umidade local. Além disso, verifica-se que a evaporação local não é a principal fonte de precipitação. As chuvas de intensidades elevadas somente são possíveis quando há uma forte advecção de umidade para uma dada área. A disponibilidade de grande quantidade de umidade atmosférica sobre uma região não implica necessariamente que ocorrerá totais elevados de chuva. Somente uma pequena percentagem da umidade precipita, quantidade que é dependente da eficiência da condensação e dos mecanismos dinâmicos que as favorecem, Phillips e McGregor (2001).

A concentração de vapor d'água na atmosfera decresce rapidamente com o aumento da altitude, de forma que a massa total se encontra na camada atmosférica localizada nos primeiros quilômetros acima da superfície terrestre. Valores de pressão parcial do vapor d'água correspondentes a 50% dos valores medidos na superfície são encontrados a apenas 2 quilômetros acima dela (aproximadamente 800 hPa), e valores de 10% são encontrados em pontos localizados a 5 quilômetros acima da superfície (aproximadamente 540 hPa), (Sapucci, 2001).

Segundo Phillips e McGregor (2001), a importância climatológica da água atmosférica e as variações do fluxo do vapor d'água em diferentes escalas são temas sempre abordáveis na literatura hidroclimatológico.

Visto que valores elevados de água precipitável associados à instabilidade na atmosfera podem indicar subseqüentes precipitações, esse tipo de informação é muito valiosa para previsões de tempo de curto e curtíssimos prazos. Além do mais, as estimativas da distribuição do vapor d'água no espaço e no tempo apresentam valores significativos em estudos climatológicos e na modelagem do clima da terra, segundo Teixeira (2003).

Segundo Wu et al. (2003), o vapor d'água é um elemento importante no tempo e clima, devido ao ciclo contínuo de evaporação e condensação, o vapor d'água transporta energia de calor latente entre a superfície e a atmosfera. Estes processos representam um papel crucial na energia global e no ciclo hidrológico. O vapor d'água é essencial para a atividade convectiva da nuvem. O conhecimento da distribuição e variação temporal do vapor d'água atmosférico é, conseqüentemente, importante na previsão de tempo regional e para a compreensão do sistema global climático.

Segundo Sohn et al. (2004), um dos importantes problemas nos estudos atmosféricos do planejamento da água é o papel do transporte de vapor d'água na circulação atmosférica, cuja convergência ou divergência, em parte, formam distribuições de aquecimento no espaço pela liberação de calor latente. Isso porque a distribuição do aquecimento no espaço é a principal força que guia a circulação atmosférica, em particular sobre os Trópicos. Visto que, o conhecimento aprimorado do

transporte de vapor d'água é importante para um melhor entendimento do sistema climático.

Segundo Raj et al. (2004), a distribuição da água precipitável é um bom indicador dinâmico dos sistemas de circulação atmosférico. Por exemplo, a quantidade elevada está associada com a convecção, e pouca quantidade com a subsidência. Latitudinalmente, há uma diminuição da água precipitável das regiões equatoriais, onde alcança os valores mais elevados, nos pólos norte e sul. Isto é porque a pressão de vapor d'água depende fortemente da temperatura. Água Precipitável é mais elevada sobre os oceanos do que sobre os continentes, já em áreas de deserto é consideravelmente menor, principalmente por causa da forte subsidência. É também bastante reduzidas sobre os altos níveis, nas regiões montanhosas porque o índice de umidade diminui com altura por causa da diminuição na pressão. Mais do que 90% do vapor de água é confinado à abaixo da camada de 500hPa.

2.2 Balanço Hídrico – método aerológico

Tradicionalmente, o balanço de água tem sido estimado usando dados observacionais da superfície terrestre. Atualmente, há muitos estudos em andamento que buscam observar ou estimar para grandes áreas o excesso de evapotranspiração e de precipitação usando radar ou sensoriamento remoto por satélite. Entretanto, ainda é difícil obter estimativas confiáveis.

Por outro lado, a estimativa do balanço de água usando dados atmosféricos, a saber o método atmosférico do balanço de água, está tornando-se mais fácil de se aplicar do que antes, devido à disponibilidade de dados atmosféricos de alta resolução, gerado por modelos regionais. O conceito básico de usar dados atmosféricos para estimar o balanço d'água na superfície da terra foi apresentado primeiramente por Starr e Peixoto (1958).

Na época, a aplicação deste conceito aos estudos regionais, a partir de medições feitas por sondagens aerológicas, apresentou limitações dada à distribuição espacial das mesmas e a regularidade temporal das observações (Rasmusson, 1968; Peixoto, 1970).

Rasmusson (1977) relata que tal método, baseado na convergência do fluxo do vapor de vapor d'água, estima o balanço de água de uma região (área da ordem de 10^6 km² e períodos mensais ou mais longos) com precisão satisfatória quando se utiliza dados obtidos por uma rede aerológica de observações.

Sabe-se bem, no campo da climatologia, que a convergência do fluxo do vapor d'água dá a informação do balanço d'água que pode complementar, os elementos hidrológicos tradicionais tais como a precipitação, a evapotranspiração e a frequência de descarga (Peixoto e Oort, 1983).

A interpolação de dados convencionais observados em estações, assim como, dados obtidos a partir de imagens fornecidas por satélites meteorológicos para pontos de uma grade regular são efetuadas por método de análise objetiva. Esse procedimento é utilizado na preparação dos campos de inicialização dos modelos numéricos de previsão de tempo. Atualmente, tais séries de dados (as reanálises) tornaram-se disponíveis, e sua definição espacial é bem melhor do que a rede operacional de radiossonda. Desta forma vale a pena aplicar tais dados atmosféricos para estimar o balanço de água em bacias hidrográficas (Daley, 1991; Oki et al., 1995).

Segundo Reed et al. (1997) o balanço de água pelo método atmosférico é uma contabilidade do fluxo de vapor d'água que entra e sai de uma região, associado à taxa em que a água está sendo adicionada ou removida da atmosfera por meio da evaporação e da precipitação.

2.4 Parametrização Convectiva

A parametrização convectiva continua sendo um dos aspectos mais controversos da modelagem numérica da atmosfera, especialmente para a previsão numérica do tempo e previsão climática global. Vários esquemas de parametrização de cúmulos tem sido desenvolvidos ao longo dos anos Manabe et al. (1965), Kuo (1974), Arakawa e Schubert (1974) Grell e Dévényi (2002), entre outros.

Nos ajustamentos convectivos úmido (Manabe et al., 1965), todo vapor condensado é simplesmente removido da coluna sem re-evaporação. Existem muitas variantes do esquema Kuo, mas elas geralmente dão uma aproximação muito simples para o particionamento entre o umedecimento convectivo e a precipitação, representando tipicamente o particionamento por um único parâmetro, deixando de lado a atenção aos processos microfísicos da formação de precipitação.

Inicialmente, a aproximação de Kuo (1974), que incorpora os efeitos de escala de sub grade da convecção cúmulos foi muito usada em modelos de previsão numérica do tempo. Porém, tinha uma incapacidade de produzir perfis verticais observados de fonte aparente de calor e sumidouro aparente de umidade, propostos por Yanai et al. (1973).

Arakawa e Schubert (1974) desenvolveram uma teoria da interação mútua de um conjunto de nuvens cúmulos com a grande escala do ambiente. Nessa teoria, a grande escala do ambiente foi dividida em duas camadas: camada de mistura sob as nuvens e a região acima. Na camada de mistura, a convecção cúmulos não afeta diretamente os campos de temperatura e umidade, mas na sua profundidade é modificada através da subsidência induzida pelos cúmulos, e conseqüentemente, isto reduz o problema da parametrização à determinação das distribuições verticais do fluxo de massa total do conjunto e das propriedades termodinâmicas do ar desentranhando. Nesse esquema, o conjunto de nuvens cúmulos foi dividido em subconjuntos de acordo com uma taxa fracional de entranhamento. Eles mostraram que as equações de balanço dos subconjuntos determinam as propriedades termodinâmicas de cada um deles em todo os níveis, na medida em que as condições no topo da camada de mistura são conhecidas. A mudança no ambiente provocada pela convecção cúmulos é devida a dois fatores o desentranhamento do ar das nuvens, causando um resfriamento e umedecimento do ambiente, e os movimentos compensativos induzidos entre as nuvens, causando um aquecimento e secagem do ambiente.

O entranhamento de ar de nuvens é um dos parâmetros importantes nos esquemas de parametrização de nuvens cúmulos. Paluch (1979) analisou propriedades do ar claro e nas nuvens com o objetivo de determinar a altitude de origem do ar que se mistura com nuvens cúmulos. O método utilizado só é aplicado a regiões de nuvens que

não contem quantidades significantes de gelo ou gotas precipitáveis. Ela conclui que a maior parte do ar entranhado origina-se no topo das nuvens. Esses resultados têm sido sustentados por análises termodinâmicas similares registradas por Boatman e Auer (1983), Jensen et al. (1985) e Blyth e Latham (1985), todos mostraram que ocorre mistura predominantemente entre dois níveis.. Outros estudos mostraram que, especialmente em condições de forte cisalhamento e sistemas mais profundos, o ar é entranhado pela lateral, (Squires e Turner ,1962).

Molinari (1985) apresentou uma forma geral da parametrização cúmulos de Kuo, que foi testada na previsão de um complexo convectivo de meso-escala (CCM). Essa aproximação generalizada eliminou o paradoxo presente nas formulações anteriores de Kuo, de maneira que a escala de grade da advecção vertical de temperatura aparece explicitamente, enquanto a advecção vertical de umidade aparece apenas de forma integrada. Embora limitada fisicamente, essa aproximação satisfaz arbitrariamente os perfis verticais de fontes e sumidouro de calor e umidade, tendo benefícios significativos com relação à simplicidade para reproduzir qualquer perfil desejado.

Betts e Miller (1986) desenvolveram dois esquemas de ajuste para a convecção rasa e profunda separadamente. Esses esquemas foram introduzidos no modelo global do ECMWF e testados com um conjunto de dados experimentais do GATE (*Global Atmospheric Research Program Atlantic Tropical Experiment*), BOMEX e ATEX. Eles encontraram uma boa resposta e mostraram que, em previsões globais, os esquemas causam mudanças significativas nos fluxos de superfície e nas tendências médias de temperatura e de umidade na região tropical, quando comparados ao esquema de convecção Kuo (1974).

Yano (1999) indicou haver uma inconsistência na formulação original da teoria do quase equilíbrio de Arakawa e Schubert. Porém Adams e Rennó (2003) demonstraram que essa inconsistência resultou apenas de uma confusão na definição dos ajustamentos convectivo e efetivo das escalas de tempo. De maneira que foi usado o ajustamento da escala de tempo convectiva local sobre toda grade, ao invés de uma ajustamento efetivo da escala de tempo. Isso implica que Arakawa e Schubert assumiram incorretamente que o conjunto de elementos convectivos num quadrado da

grade é ajustado na mesma escala de tempo de um único elemento convectivo. Essa inconsistência desapareceu quando os ajustamentos foram propriamente definidos.

Grell & Devenyi (2002) desenvolveram uma nova parametrização convectiva, que faz uso de uma grande variedade de suposições previamente introduzidas nas formulações de alguns esquemas. Essas suposições são escolhidas de tal modo que geram uma grande dispersão na solução. Utilizam-se dois métodos estatísticos: estatística simples e função de densidade de probabilidade. Nesses fechamentos as técnicas de assimilação de dados e conjunto podem ser usadas no intuito de encontrar o melhor valor para a realimentação do modelo. Com relação ao controle dinâmico, foi feito uso de alguns esquemas de parametrização convectiva existentes na literatura.

Vários esquemas de parametrização convectiva foram e continuam sendo elaborados e/ou aprimorados ao longo do tempo. O problema da parametrização convectiva em modelos de grande e meso escalas geralmente é direcionada à simulação da precipitação da precipitação convectiva e do aquecimento associado da atmosfera.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A precipitação obtida pelo modelo BRAMS foi simulada através de duas formas diferentes: a Parametrização Convectiva de Grell e o Balanço de vapor d'água.

3.1 Parametrização Convectiva Grell

Modelos prognósticos atmosféricos são construídos para intervalos discretos de tempo e espaço, e torna-se necessário parametrizar todo processo físico significativo que ocorra em escalas menores do que as resolvidas pelo modelo.

Um diferencial significativo entre as versões 4.0 (BRAMS) e a versão anterior, encontra-se na parametrização de convecção, que sofreu profundas inovações na versão atual. O BRAMS, além da antiga parametrização convectiva de Kuo, acrescentou ao leque de parametrizações para convecção profunda os esquemas de Grell (Grell e Devenyi, 2002) e de cumulus rasos (Souza, 1999).

Na descrição do esquema Grell existe uma gama de fechamento diferentes para determinar a quantidade e localização da convecção. Alguns desses fechamentos são utilizados neste esquema com objetivo de determinar o fluxo de massa na base da nuvem m_b . Na versão atual do BRAMS o Grell esta com os seguintes esquemas disponíveis: Ensemble (EM), Grell (GR), Low Level Omega (LO). Moisture Convergence (MC), Kain Fritsch (SC) e Arakawa-Schubert.

A escolha da parametrização Grell se justifica pela sua importância em diversos estudos que a exploram, entre eles destacam-se Alonso et al. (2004), cuja a parametrização Grell apresentou boa eficiência, em relação à magnitude da precipitação diária acumulada, diminuindo-se o raio da nuvem, aumentando o entranhamento de massa no sistema. Esse foi um dos fatores para a escolha desta parametrização

3.1.1 O Controle Estático e Realimentação

Aqui são escolhidos suposições que influenciam diretamente a redistribuição vertical de calor e umidade ou taxa de precipitação.

A hipótese do entranhamento é feita da seguinte maneira:

$$\mu_{ue}(z, \lambda) - \mu_{ud}(z, \lambda) = \frac{1}{m_u(z, \lambda)} \cdot \frac{\partial m_u(z, \lambda)}{\partial z} \quad (1)$$

em que, μ_{ue} e μ_{ud} são, respectivamente, as taxas de entranhamento e desentranhamento fracional brutos, m é o fluxo de massa, u designa propriedade de corrente ascendente e o símbolo λ é usado para denotar o tipo de nuvem. Cada subconjunto é normalizado pelo fluxo de massa à base da nuvem m_b por:

$$m_u(z, \lambda) = m_b(\lambda) \eta_u(z, \lambda) \quad (2)$$

em que, η_u é fluxo de massa normalizado.

Supondo-se que a parte do total condensado é evaporado na corrente descendente, a dependência do fluxo de massa ascendente sobre descendente é dada por:

$$m_0(\lambda) = \beta(\lambda) \frac{I_1(\lambda)}{I_2(\lambda)} m_b(\lambda) \quad (3)$$

em que, $I_1(\lambda)$ e $I_2(\lambda)$ são a condensação e evaporação normalizadas associadas ao ar ascendente e descendente do conjunto λ , respectivamente, e β é a parcela armazenada para umedecer a coluna.

3.1.2 Controle Dinâmico

O primeiro tipo de fechamento é baseado em um tipo de equilíbrio de estabilidade. É usada a definição da função do trabalho da nuvem A , uma medida integral da força de empuxo associada com o subconjunto de nuvem λ , que foi visto

primeiro por Arakawa e Schubert (1974), já mostrado acima. Na implementação original do esquema Grell, um equilíbrio entre o forçante de grade escala e a resposta da nuvem é assumido como:

$$-\frac{A'(\lambda) - A(\lambda)}{dt} = \frac{A''(\lambda) - A(\lambda)}{m'_b(\lambda)dt} m_b(\lambda) \quad (4)$$

em que $A'(\lambda)$ é a função trabalho da nuvem que foi calculada usando campos termodinâmicos modificados pelos termos do forçante, e $A''(\lambda)$ é a função trabalho da nuvem calculada usando campos termodinâmicos modificados pela nuvem, com $m'_b(\lambda)dt$. No esquema Grell, A é calculado localmente, enquanto que para o outro fechamento AS é utilizado um valor climatológico de A , encontrado no artigo original de Arakawa e Schubert (1974).

Um outro esquema simula um fechamento no qual a instabilidade é simplesmente removida pela convecção assumida por Kain-Fritsch (1992) que consiste numa parametrização do fluxo de massa, que usa o método lagrangeano da parcela (Simpson e Wiggert, 1969; Kreitzberg e Perkey, 1976), incluindo o movimento vertical dinâmico (Donner 1993), para estimar a existência de instabilidades que se tornaram disponíveis para o crescimento da nuvem. Assume-se que:

$$-\frac{A(\lambda)}{(dt)_c} = \frac{A'(\lambda) - A(\lambda)}{m'_b(\lambda)dt} m_b(\lambda). \quad (5)$$

De maneira que $m_b(\lambda)$ seja muito forte o suficiente para remover a instabilidade disponível em um período de tempo específico $(dt)_c$.

Outro grupo amplamente usado de suposições de fechamento é baseado na convergência de umidade como Kuo (1974), Molinari (1982), Krishnamuti et al. (1983). Mas a suposição escolhida para esse esquema foi introduzida por Krishnamuti et al. (1983), em que a precipitação total R é assumida ser proporcional à advecção de umidade integrada verticalmente M_{tv} , por :

$$R = M_{tv} (1 + f_{emp}) (1 - b) \quad (6)$$

em que b é o parâmetro de umedecimento Kuo, e f_{emp} é uma constante empírica. E a precipitação do subconjunto é definida como:

$$R(\lambda) = I_1(\lambda) (1 - \beta) m_b(\lambda) \quad (7)$$

As equações (6) e (7) podem ser usadas para calcular m_b .

Um fechamento adicional que foi primeiramente introduzido por Brown (1979), e assume que o fluxo de massa na base da nuvem é proporcional ao fluxo de massa do ambiente \tilde{M} em algum inferior da troposfera l_t , que pode ser dado como topo da altura da Camada Limite Planetária, o nível de convecção livre ou nível de origem de corrente ascendente do ar. O fechamento de Brown foi modificado por Frank e Cohen (1987), assumindo:

$$m_b(\lambda) = m_u(l_t, \lambda) = \tilde{M}(l_t) - m_d(l_t, t - \Delta t) \quad (8)$$

Em que $m_d(l_t, t - \Delta t)$ é fluxo de massa descendente em passo de tempo anterior.

3.2 O Balanço de Vapor d'água

Para a avaliação dos parâmetros do balanço e transporte d'água na atmosfera, será utilizada a formulação segundo Peixoto (1973), Peixoto e Oort (1992) e Cavalcanti (2001). Para um ponto da atmosfera em determinado instante, o balanço de água na fase de vapor é expresso pela equação:

$$\frac{Dq}{Dt} = S(q), \quad (9)$$

em que q é a umidade específica para o vapor d'água e $S(q)$ representa uma taxa de formação (fonte) ou destruição (sumidouro) de vapor d'água por unidade de massa. O

termo $S(q) = e - c$, em que "e" é a taxa de evapotranspiração e "c" é a taxa de condensação, todos por unidade de massa. Reescrevendo (1), expandindo a derivada material, tem-se:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla_h \cdot q \vec{V} + \frac{\partial q \omega}{\partial p} = e - c. \quad (10)$$

Similarmente, uma equação para o balanço na fase condensada pode ser escrita observando-se que a taxa de formação (fonte) ou destruição (sumidouro) de água na fase de condensação é $S(q_c) = -S(q)$ de forma que $S(q_c) = -(e - c)$, logo:

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} + \nabla_h \cdot q_c \vec{V} + \frac{\partial q_c \omega}{\partial p} = -(e - c). \quad (11)$$

A equação para o balanço total em determinado nível de pressão, é obtida somando-se as equações (2) e (3); portanto

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot q \vec{V} + \frac{\partial q \omega}{\partial p} \right) + \left(\frac{\partial q_c}{\partial t} + \nabla \cdot q_c \vec{V} + \frac{\partial q_c \omega}{\partial p} \right) = 0. \quad (12)$$

A equação (12) pode ser integrada ao longo da vertical, com respeito à pressão, desde a superfície P_s , até um nível P_{topo} considerado. A equação resultante para o conteúdo total de água nas três fases (sólido, líquido e vapor) em uma coluna da atmosfera, pode ser expressa por:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{Q} - ET = -\frac{\partial W_c}{\partial t} - \nabla \cdot \bar{Q}_c - P, \quad (13)$$

em que:

$$W = \frac{1}{g} \int_{P_{topo}}^{P_s} q dp - \text{é o conteúdo de água na forma de vapor};$$

$$W_c = \frac{1}{g} \int_{P_{topo}}^{P_s} q_c dp - \text{é o conteúdo de água na forma condensada};$$

$$\vec{Q} = Q_\lambda \vec{i} + Q_\phi \vec{j} \quad \text{com} \quad Q_\lambda = \frac{1}{g} \int_{P_{\text{topo}}}^{P_s} q u dp \quad \text{e} \quad Q_\phi = \frac{1}{g} \int_{P_{\text{topo}}}^{P_s} q v dp \quad - \quad \text{é o fluxo}$$

horizontal de água na forma de vapor

$$\vec{Q}_c = Q_{c\lambda} \vec{i} + Q_{c\phi} \vec{j} \quad \text{com} \quad Q_{c\lambda} = \frac{1}{g} \int_{P_{\text{topo}}}^{P_s} q_c u dp \quad \text{e} \quad Q_{c\phi} = \frac{1}{g} \int_{P_{\text{topo}}}^{P_s} q_c v dp \quad - \quad \text{é o fluxo}$$

horizontal de água na forma condensada

$$ET = -\frac{1}{g} (q \omega)_{P_s} \quad - \quad \text{é a evapotranspiração e} \quad P = \frac{1}{g} (q_c \omega)_{P_s} \quad - \quad \text{é a precipitação.}$$

Analisando-se a equação (13), observa-se que os parâmetros relacionados à água na forma condensada (água líquida ou sólida) podem ser obtidos, já que q_c pode ser diagnosticada pelo modelo BRAMS (Tripoli & Cotton, 1981); entretanto, para regiões tropicais $\partial W_c / \partial t$ e $\nabla \cdot \vec{Q}_c$ podem ser desprezados. Logo

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{Q} = ET - P. \quad (14)$$

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Localização da bacia em estudo

A bacia hidrográfica do rio Piancó está localizada no extremo sudoeste no Estado da Paraíba (ver Figura 1), está inserida na região do Alto Piranhas, fazendo fronteira com o Estados de Pernambuco e Ceará, entre as latitudes $6^{\circ}43'51''$ e $7^{\circ}58'15''$ e entre as longitudes $37^{\circ}27'41''$ e $38^{\circ}42'49''$ (Câmara, 2000). O rio Piancó é o principal curso d'água da bacia, o mais importante afluente ao açude de Coremas, que constitui o sistema Curema-Mãe D'água, tendo este uma capacidade de acumulação de aproximadamente 1,35 bilhões de m^3 garantindo o abastecimento rural e urbano de diversos municípios da região. Serve ainda para perenizar o rio Piranhas até o reservatório Armando Ribeiro Gonçalves, no Estado do Rio Grande do Norte. Tem também, uma importância estratégica por ser a cabeceira do rio Piranhas-Açu, englobando 147 municípios da Paraíba e Rio G. do Norte.

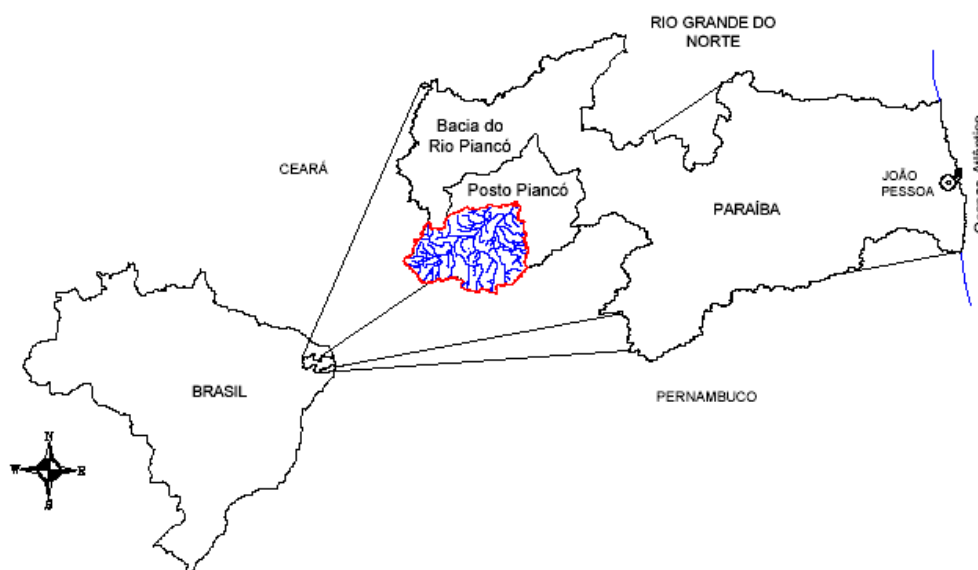


Figura 1– Esquema da localização da bacia do rio Piancó – Fonte: Câmara (2002)

A escolha desta bacia se justifica pela sua importância estratégica, pela diversidade de estudos que a exploram, entre eles destacam-se Lopes (1994), Galvão (1999), Braga (2001), Nobre et al. (2003), Oliveira (2006). Um outro fator importante é existência de modelos hidrológicos já calibrados para essa bacia.

A bacia do Piancó ocupa o 1º lugar no espaço geográfico paraibano, abrangendo uma área de 9.242,76 km², todavia, a porção tomada para o estudo é limitada pelo posto fluviométrico Piancó (Figura 1), constituindo 4550 km². A região caracteriza-se por uma clima semi-árido, vegetação de caatinga hiperxerófila e possui uma evaporação média anual de aproximadamente 150 mm e uma precipitação média anual da ordem de 870mm (Braga, 2001), apresentando uma enorme variabilidade interanual, com período chuvoso concentrado em quatro meses do ano (janeiro a abril).

Geologicamente, a área apresenta-se sobre frações do Planalto Sertanejo e da Borborema (Moraes Neto e Alkmin, 2001). O relevo da região é composto, em sua maioria, por áreas pediplanizadas, com altitude média de 600 m.

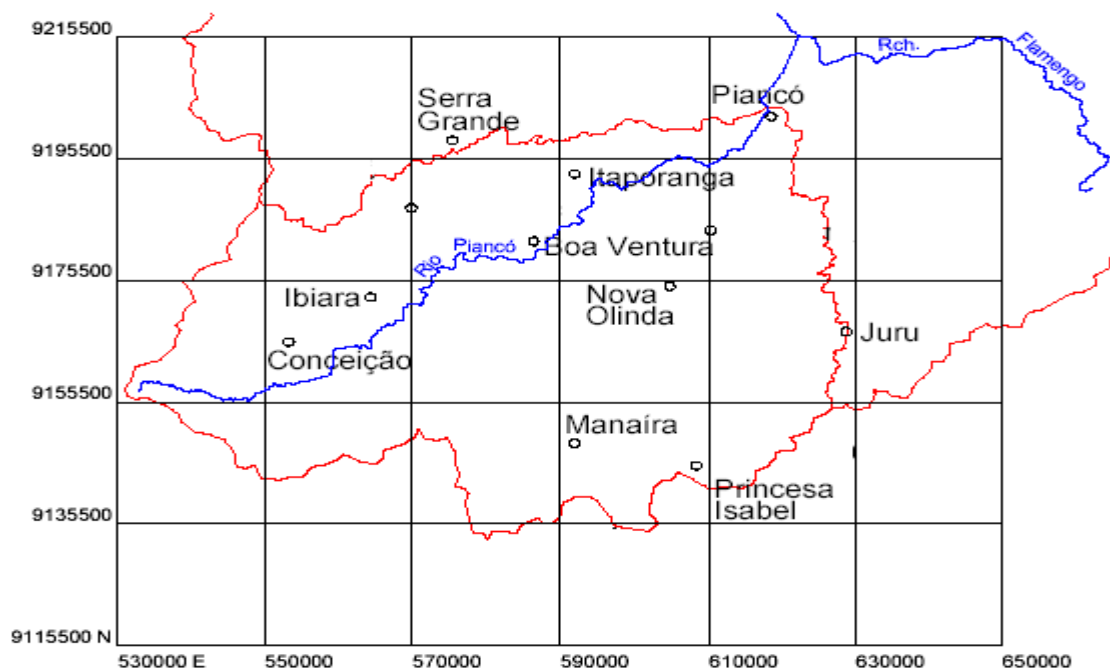


Figura 2 - Bacia hidrográfica do Rio Piancó e localização dos postos pluviométricos –
Fonte : Oliveira (2006)

Tabela 1 - Informações dos postos pluviométricos utilizados na bacia do Piancó

Código	Posto Pluviométrico	Longitude (°)	Latitude (°)	Altitude (m)
00737006	Piancó	-37.9258 °W	-7.2150 °S	258
00737016	Juru	-37.8067 °W	-7.5478 °S	580
00738010	Serra Grande	-38.3722 °W	-7.2142 °S	593
00738012	Boa Ventura	-38.2178 °W	-7.4206 °S	300
00738013	Princesa Isabel	-37.9944 °W	-7.7331 °S	680
00738014	Nova Olinda	-38.0425 °W	-7.4819 °S	350
00738015	Manaíra	-38.1525 °W	-7.7069 °S	686
00738017	Itaporanga	-38.1500 °W	-7.3000 °S	292
00738018	Ibiara	-38.4072 °W	-7.5064 °S	338
00738020	Conceição	-38.5019 °W	-7.5600 °S	470

4.2 Dados

A precipitação média observada e prevista sobre uma bacia hidrográfica é realizada usando os dados pluviométricos de dez postos da bacia do Piancó (2003 a 2006) vistos na tabela 1 acima. Esses dados de precipitação observada são provenientes do Sistema de Informações Hidrológicas (Hidroweb) da Agência Nacional de Águas – ANA (<http://hidroweb.ana.gov.br>) e da Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba – AESA. A Figura 2 mostra a localização dos pluviométricos utilizados na região da bacia do Piancó.

Para obter a precipitação média diária sobre a bacia do rio Piancó, foi empregado dois métodos : Método da média aritmética e método de Thiessen. A precipitação prevista em cada posto pluviométrico foi obtida através do Script.

O método da média aritmética consiste simplesmente em se somarem as precipitações observadas nos postos que estão dentro da bacia e dividir o resultado pelo número deles.

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n} \quad (11)$$

Em que, \bar{P} é chuva média na bacia; P_i é a altura pluviométrica registrada em cada posto; n é o número de postos na bacia hidrográfica.

Este método só é recomendado para bacias menores que 5.000 km^2 , com postos pluviométricos uniformemente distribuídos e a área for plana ou de relevo suave. Em geral, este método é usado apenas para comparações. A escolha deste método é explicada por ser bem tradicional e simples.

Já o outro método utilizado para obter a precipitação média diária sobre a bacia foi o Polígono de Thiessen. Os Polígonos de Thiessen são áreas de “domínio” de um posto pluviométrico. Considera-se que no interior dessas áreas a altura pluviométrica é a mesma do respectivo posto.

Os polígonos são traçados da seguinte forma:

- 1º. Dois postos adjacentes são ligados por um segmento de reta;
- 2º. Traça-se a mediatriz deste segmento de reta. Esta mediatriz divide para um lado e para outro, as regiões de “domínio”. O cruzamento das mediatrizes define a área de domínio de determinado posto.

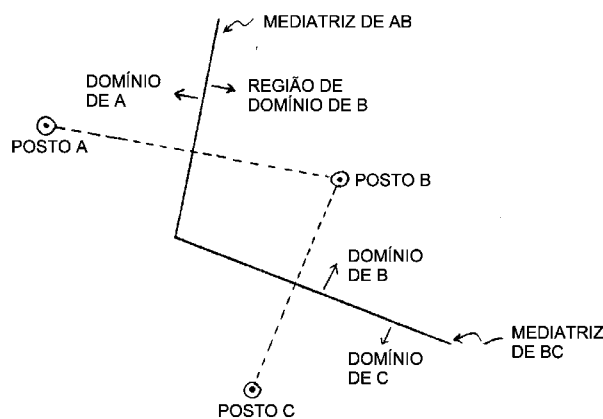


Figura 3 – Método dos Polígonos de Thiessen

- 3º. Este procedimento é realizado, inicialmente, para um posto qualquer (ex.: posto B), ligando-o aos adjacentes. Define-se, desta forma, o polígono daquele posto.

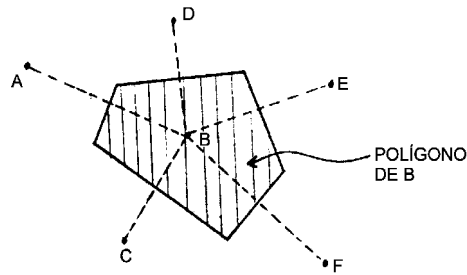


Figura 4 – Área do Polígono de Thiessen

- 4°. Repete-se o mesmo procedimento para todos os postos.
- 5°. Desconsidera-se as áreas dos polígonos que estão fora da bacia.
- 6°. A precipitação média na bacia é calculada pela expressão

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n A_i P_i}{A} \quad (12)$$

Em que, \bar{P} é a precipitação média na bacia (mm); P_i é a precipitação no posto i (mm); A_i é a área do respectivo polígono, dentro da bacia (km²); A é a área total da bacia.

A escolha do método de Thiessen é explicada por sua simplicidade e eficiência. Segundo Gomes e Silans (2000), em comparação com outros três métodos de cálculo de precipitação média sobre a bacia, em escala diária, o método de Thiessen obteve resultados similares aos resultados apresentados pelos métodos de Krigagem ordinária e de interpolação pelo inverso da distância ao quadrado. Aqui são feitas comparações, apenas entre a média aritmética e o método de Thiessen.

Para o cálculo da precipitação média sobre a bacia, foram listados postos com dados comuns para cada mês e foram concebidas para esta bacia trinta e cinco distintas de polígonos de Thiessen.

Neste estudo são utilizados também, dados diários, em intervalos de 6 horas, obtidos no *National Centers for Environment Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR), espaçados em uma grade de 2,5°x 2,5° latitude e longitude, que consiste em um sistema de assimilação dos dados do Projeto *reanalysis*

(que incluem módulos de controle de qualidade, análise objetiva e interpolação), descritos com mais detalhes em Kalnay *et al.* (1996) e Kistler *et al.* (2001). As observações assimiladas são um conjunto de observações de satélites geostacionários; observações de avião; observações de superfície e oceânicas. As variáveis utilizadas são: temperatura (K); umidade específica (kg/kg); componente zonal (u) e meridional (v) (m/s) do vento e altura geopotencial (gpm), para os níveis padrão de 925 a 100hPa.

4.3 O modelo BRAMS e principais características das simulações

4.3.1 O modelo BRAMS

Foi utilizado o modelo *Brazilian Atmospheric Modeling System – BRAMS* (Versão 4.0) que se refere a uma versão brasileira do *Regional Atmospheric Modeling System – RAMS* descrito por Pielke *et al.* (1992) e Walko *et al.* (1995). O RAMS constitui-se num código numérico altamente versátil, desenvolvido por cientistas da Universidade do Estado do Colorado, nos Estados Unidos da América. É composto de três grandes componentes: do modelo propriamente dito, de um pacote que permite fazer-se a assimilação de dados para a inicialização, e de um outro que permite interface com software de visualização, como o *NCAR Graphics*, o *Grid Analise Display System - GrADS* etc. Praticamente toda a codificação é feita em linguagem FORTRAN 90.

Este modelo atmosférico foi construído com base nas equações da dinâmica da atmosfera, complementado com parametrizações de difusão turbulenta, radiação solar e terrestre, processos úmidos incluindo a formação e a interação de nuvens e água líquida precipitante e gelo, calor sensível e latente, camadas de solo, vegetação e superfície d'água, os efeitos cinemáticos do terreno e convecção cumulus. Salienta-se que todas essas parametrizações e características do modelo podem ser alteradas de maneira a melhor se adequarem às condições específicas de determinado local, ou a condições idealizadas para simulações de situações, o que se constitui numa excelente ferramenta para pesquisas meteorológicas.

Na versão BRAMS tem-se um melhoramento do código e a implementação no modelo da parametrização de nuvens rasas, o que torna o modelo mais completo para utilização no Brasil e em especial na região Nordeste.

4.3.2 Principais características das simulações

O domínio adotado para as rodadas corresponde à área formada pelas latitudes de 3,5°S a 10,5°S e as longitudes de 34,5°W a 41,5°W, cobrindo os estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco e Sergipe (Figura 5). Observa-se que a bacia hidrográfica do Rio Piancó em estudo fica localizada no centro do domínio cujo ponto central da grade é 7°S e 38°W. A referida grade é formada por 40 por 40 pontos com espaçamento de 20 km.

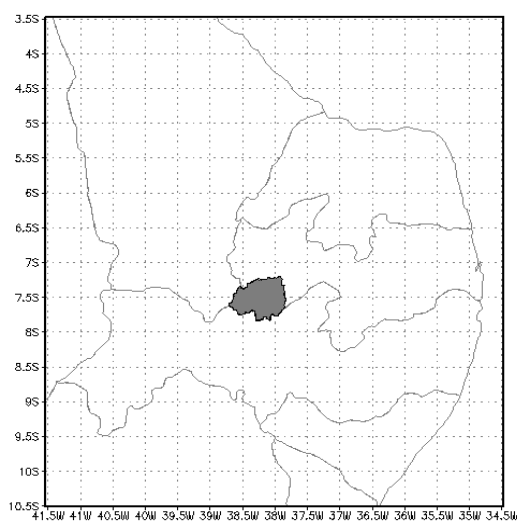


Figura 5 - Domínio para as rodadas do BRAMS

O modelo foi rodado por 10 dias (240 hs) para cada um dos períodos de estudo. As condições iniciais da superfície foram às informações médias disponíveis juntamente com a versão do modelo. As informações atmosféricas de grande escala, descritas acima, foram assimiladas no início ($t = 0$), assim como a cada 6 hs de integração utilizado nudging lateral de 30 minutos, no centro do domínio o *nudging* é zero.

Na vertical foram utilizados 32 camadas na atmosfera e 9 no solo. A primeira camada da atmosfera corresponde a 120m, as demais foram definidas a partir de um fator de 1,2 da camada anterior até atingir uma espessura de 1000m, a partir de desse valor tornou-se constante.

Foram ativadas as parametrizações: turbulenta de Mellor e Yamada (1974), radiação de Chen e Cotton (1983; 1987), Convectiva de Grell com a opção Grell e a microfísica, com nível de complexidade 3.

A área útil para visualização dos campos derivados corresponde as latitudes entre 7°S e 8°S e longitudes entre 37,4°W e 39°W (Figura 6) e contem a bacia hidrográfica do Rio Piancó.



Figura 6- Área útil do modelo contendo a bacia do Rio Piancó

4.4 Escolha dos períodos de estudo

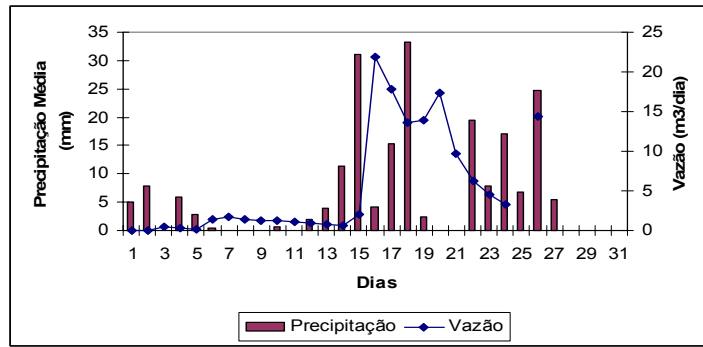
Para esse estudo, foram escolhidos quatro anos. (2003; 2004; 2005 e 2006). Em 2006 foi escolhido o período de 14 a 23 de fevereiro (Figura 7a). O critério foi à concentração da vazão observada nesses dias, embora relativamente fraca. Observa-se essa figura uma vazão da ordem de 20 m³/dia e que antes praticamente não havia nenhuma vazão.

Em 2005, o período escolhido foi de 20 a 29 de março (Figura 7b). O critério utilizado foi o mesmo do anterior. Neste caso observam-se vazões mais fortes, entre 100 e 120 m³/dia.

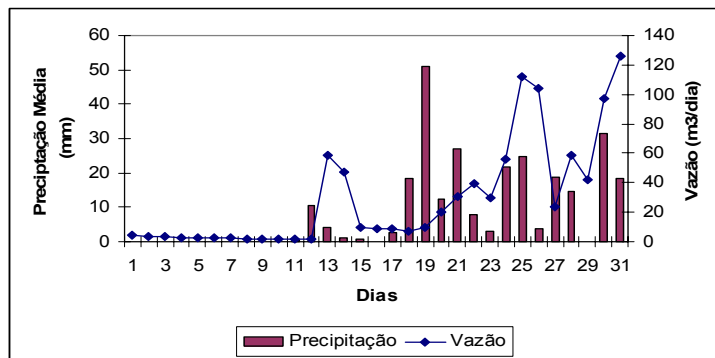
Em 2004, verificam-se vazões muito intensas antes do período escolhido de 20 a 29 de fevereiro (Figura 7c). Entretanto, a vazão verificada no período ainda é significativa, chegando a valores próximos a 100 m³/dia. A vazão observada no dia 3 é considerada atípica e portanto preferiu-se excluir. Observa-se que as vazões nos períodos 2004 e 2005 apresentam valores absolutos por volta dos 100 m³/dia.

Para o ano de 2003 o período escolhido foi de 19 a 28 de fevereiro no qual apresentou vazões relativamente fracas (Figura 7d). Neste contexto, considera-se que os períodos 2005 e 2004 apresentam vazões fortes, 2006 vazões intermediárias e 2003 vazões fracas.

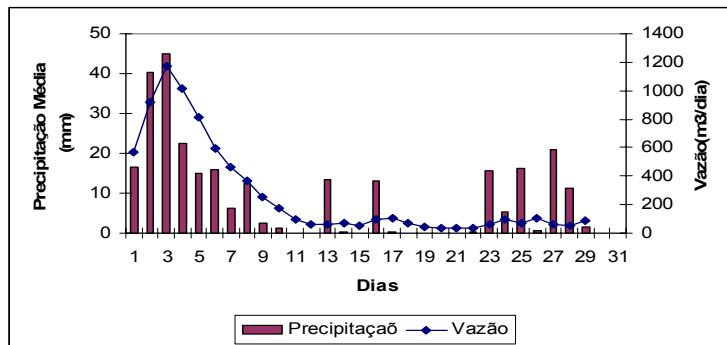
a)



b)



c)



d)

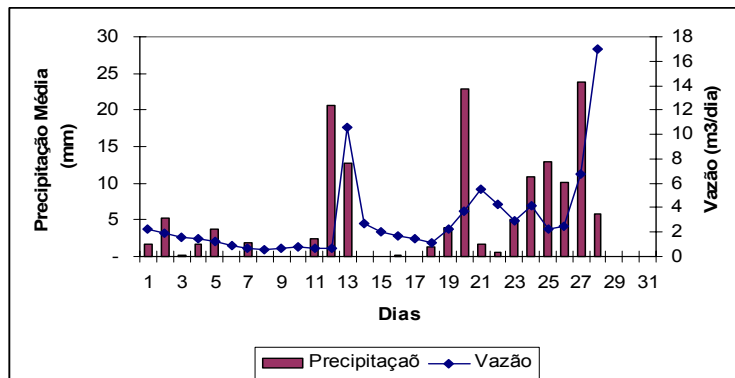


Figura 7 - Precipitação Média (mm) x Vazão média (m³/dia), a) 14 – 23 fevereiro 2006, b) 20 – 29 março 2005, c) 20 – 29 de fevereiro 2004, d) 19 – 28 de fevereiro 2003

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Precipitação Observada: Média Aritmética & Método de Thiessen

Na Figura 8 tem-se a comparação entre a precipitação média na bacia, obtida pela média aritmética e pelo método de Thiessen, para os quatro períodos de estudo de 10 dias cada, ordenados em ordem crescente de 1 a 10. Nessa comparação observa-se a distribuição do total diário obtidos pelos dois métodos, assim como, a correlação entre os dois métodos.

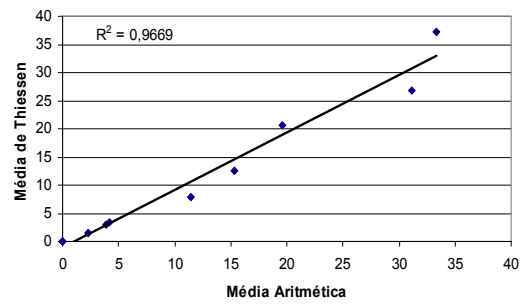
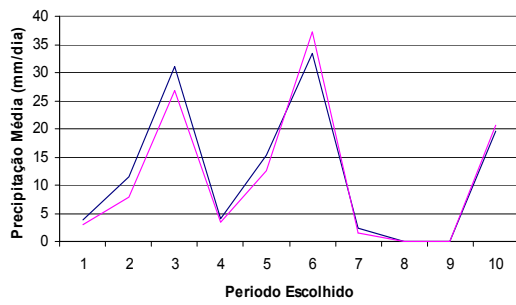
A diferença observada entre os métodos é muito pequena, isso ocorre devido a boa distribuição espacial dos postos pluviométricos e das próprias características físicas da bacia. Isso é comprovado pelo coeficiente de correlação que varia de 0,995 para o mês de março de 2005 a 0,916 para o mês de fevereiro de 2004 o que corresponde aos coeficientes de determinação de 0,990 e 0,839 respectivamente.

Os valores dos Coeficientes de Correlação e Determinação para os quatros meses que contem os períodos escolhidos para análise são apresentados na Tabela 2.

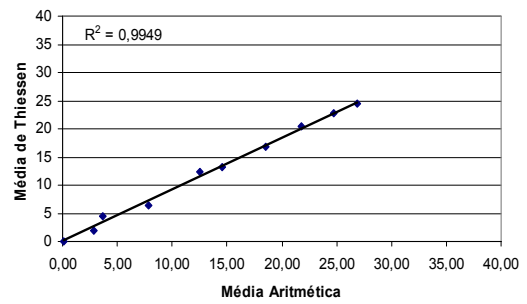
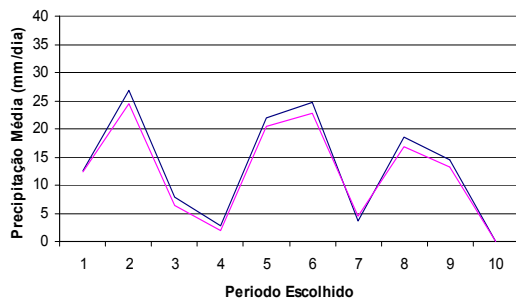
Tabela 2 – Coeficiente de Correlação (R) e Coeficiente de Determinação (R^2) para os meses que contem os períodos utilizados no estudo

Meses	R	R^2
Fevereiro de 2006	0,9669	0,9349
Março de 2005	0,9949	0,9898
Fevereiro de 2004	0,9160	0,8391
Fevereiro de 2003	0,9203	0,8469

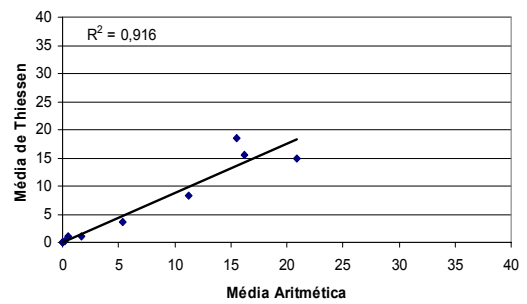
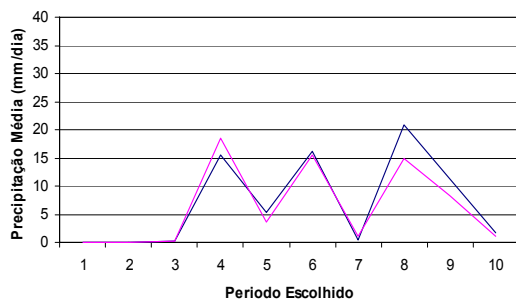
a)



b)



c)



d)

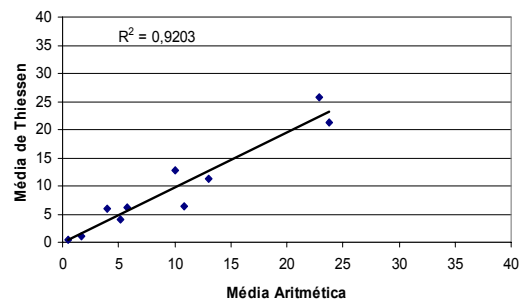
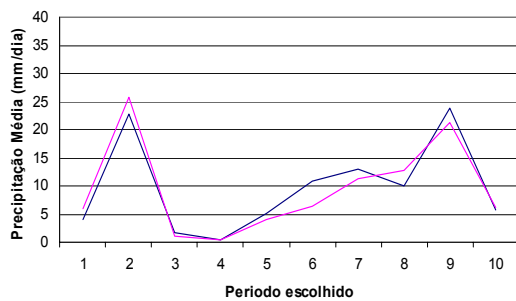


Figura 8 – Distribuição da precipitação na bacia do Piancó obtida pela média aritmética e Thiessen e a correlação entra ambos, para os períodos: a) 14 a 23 fevereiro de 2006, b) 20 a 29 de março de 2005, c) 20 a 29 de fevereiro de 2004 e d) 19 a 28 de fevereiro de 2003

5.2 Análise dos Campos Médios

Procura-se nessa parte discutir a distribuição espacial dos termos da equação do balanço de vapor d'água na atmosfera, conforme a Eq. 14, composta da taxa de variação da água precipitável, da divergência do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente, a soma desses dois termos, a evapotranspiração, a precipitação obtida a partir destes termos e, por fim, a precipitação obtida diretamente do modelo BRAMS com a parametrização Grell. Esses campos representam a média de cada um dos períodos de 10 dias referentes a fevereiro de 2006, março de 2005, fevereiro de 2004 e 2003.

5.2.1 - Média de 14 a 23 de fevereiro de 2006

Para a taxa de variação da água precipitável, tem-se uma distribuição bastante regular com valores positivos indicando uma tendência de aumento da água precipitável na sobre a bacia do Rio Piancó. Os maiores valores encontram-se na parte sudoeste, da ordem de 0,7 mm/dia, e menores valores na parte nordeste da ordem de 0,4 mm/dia (Figura 9a). Na Figura 9b tem-se a distribuição espacial da divergência do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente. Pode-se observar núcleo de valores positivos ao da bacia e um núcleo de valores negativos na parte nordeste (-4,5 mm/dia) e estendendo-se pelo restante da bacia.

A soma dos dois campos anteriores é apresentada pela Figura 9c. Observa-se a semelhança com a Figura 9b, visto que, em termos absolutos, os valores da divergência são maiores que os da taxa de variação local da água precipitável. Neste contexto, segundo a equação (14), tem-se que nas áreas negativas a precipitação excede a evapotranspiração. Isso é observado principalmente na parte nordeste da bacia, com valores mais intensos que em outras partes. O campo da evapotranspiração apresenta uma distribuição homogênea sobre a bacia do Rio Piancó, com valores médios da ordem de 4,5 mm/dia (Figura 9d).

Na Figura 9e tem-se a precipitação média obtida pelo método aerológico, conforme Equação (14). Observa-se precipitações sobre toda a área da bacia hidrográfica com precipitações mais intensas na parte nordeste e sudoeste, com valores cerca de 9 mm/dia. No interior da bacia as precipitações ficam em torno de 5,5 mm/dia.

Verifica-se que este método mostra uma maior variação na distribuição de precipitação quando comparado com a distribuição apresentada pela precipitação obtida diretamente do modelo BRAMS com a parametrização Grell (Figura 9f) que apresentou valores na maior parte da bacia em torno de 9 mm/dia.

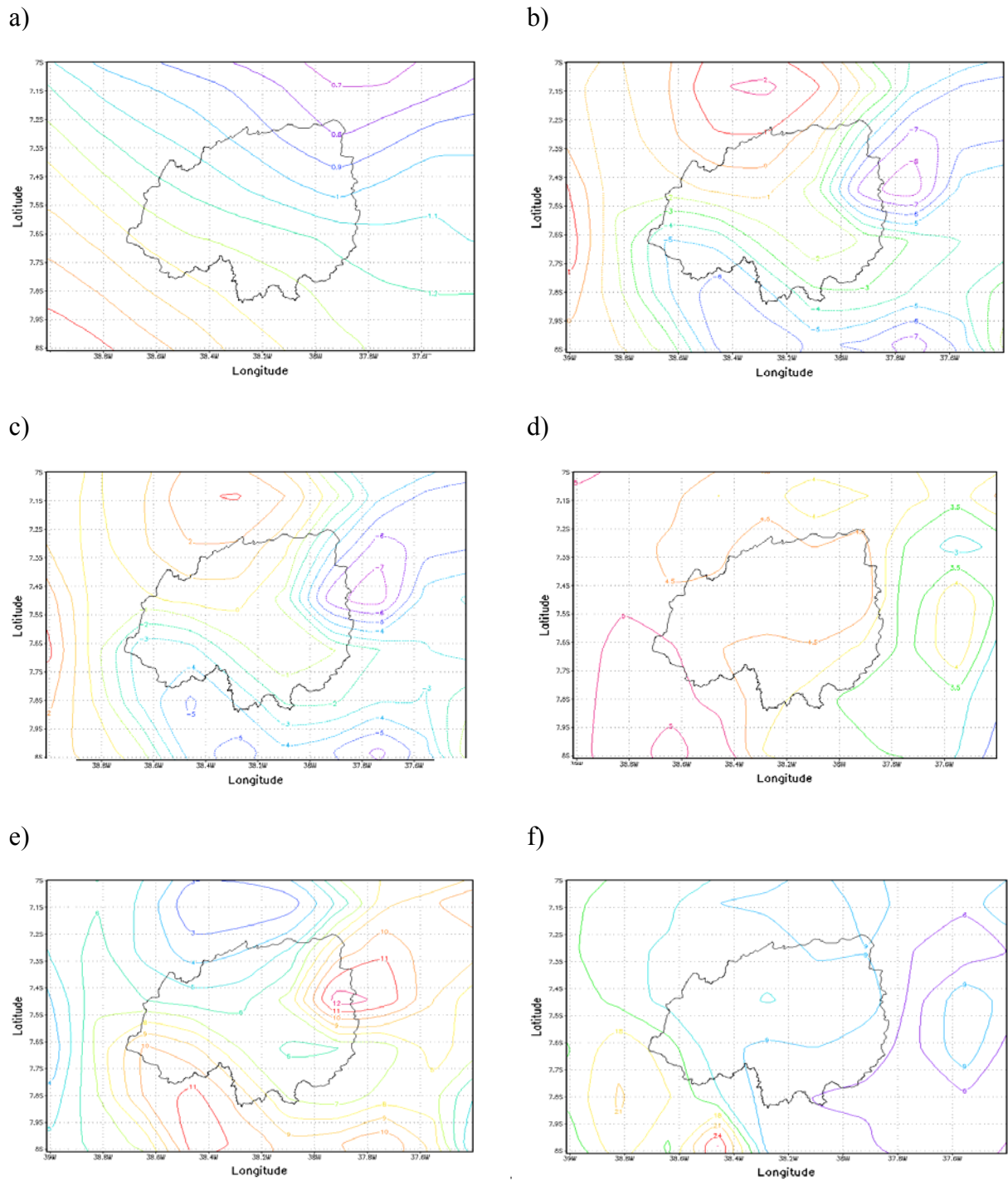


Figura 9 - Média do período 14 a 23 de fevereiro de 2006 (mm/dia), a) $\partial W/\partial t$, b) $\nabla \cdot \bar{Q}$, c) $\partial W/\partial t + \nabla \cdot \bar{Q}$, d) Evapotranspiração, e) Precipitação balanço de vapor e f) Precipitação do modelo

5.2.2 - Média de 20 a 29 de março de 2005

Tem-se uma distribuição bem mais regular que o período anterior para a taxa de variação da água precipitável, com valores positivos indicando uma tendência de aumento da água precipitável sobre a bacia. A distribuição se dá de sudeste para noroeste com gradiente direcionado para sudeste (Figura 10a).

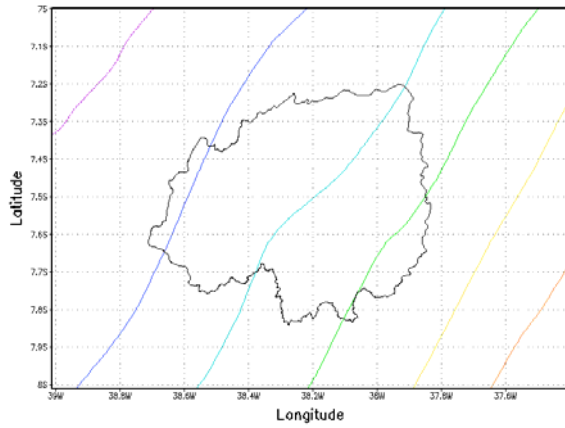
Na Figura 10b tem-se a distribuição espacial da divergência do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente. Pode-se observar valores positivos na parte central da bacia e valores negativos na borda, com valores variando de -2 a -4 mm/dia.

A soma dos dois campos anteriores é apresentada pela Figura 10c. A configuração assemelha-se com a da Figura 10b na qual, em termos absolutos, os valores da divergência são maiores que os da taxa de variação local da água precipitável. Portanto, segundo a equação (14), nas áreas negativas a precipitação excede a evapotranspiração. Isso é observado principalmente nas bordas nordeste e sudoeste da bacia. O campo da evapotranspiração apresenta uma distribuição suave na bacia variando de 2,7 a 3,2 mm/dia (Figura 10d).

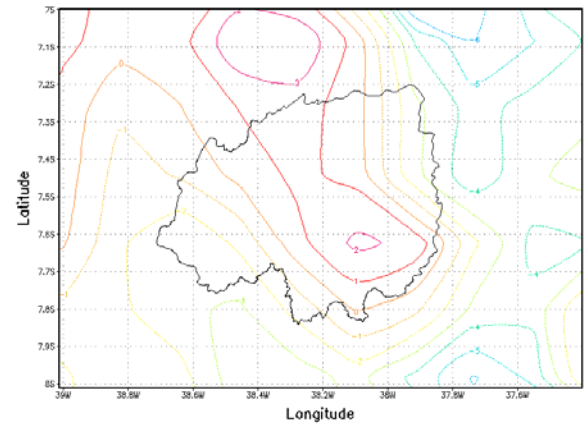
Na Figura 10e tem-se a precipitação média obtida pelo método aerológico, conforme Equação (14). Observa-se precipitações sobre toda a área da bacia hidrográfica com precipitações mais fracas no interior, da ordem de 2 mm/dia. Os valores mais intensos encontram-se nas bordas nordeste e sudoeste com valores de 5 e 6 mm/dia, respectivamente. Para este caso o método aerológico apresentou valores inferiores aos da precipitação obtida diretamente do modelo BRAMS que foi de 12 mm/dia (Figura 10f). Quanto à distribuição espacial destacam-se maiores valores apenas na parte nordeste, na parte oeste os valores mais intensos ficam fora da bacia. Neste sentido, a precipitação obtida pelo BRAMS é cerca de 5 vezes a obtida pelo método aerológico, embora haja uma certa coerência quanto a distribuição espacial esse período foi o que apresentou maior discrepância na intensidade da precipitação obtida pelos dois métodos, o atmosférico e o da parametrização Grell.

Ressalta-se que a precipitação gerada pelo modelo é baseada em esquema convectivo, logo não contempla precipitações de origem estratiforme. Não foi investigado o tipo de sistema atuante sobre a bacia, seria salutar verificar imagens obtidas por satélite para uma possível justificativa desta discrepância.

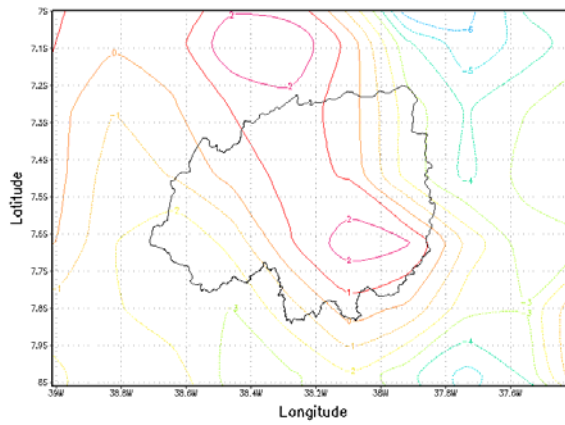
a)



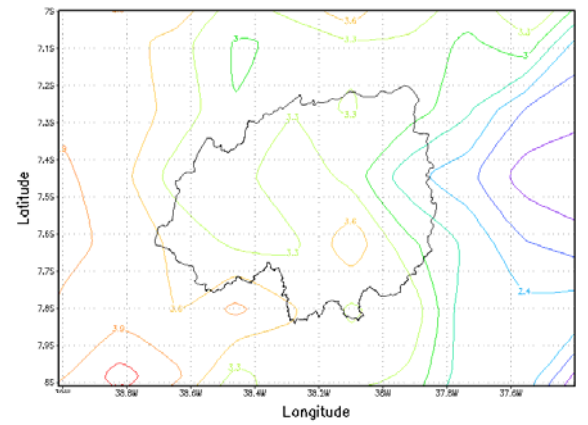
b)



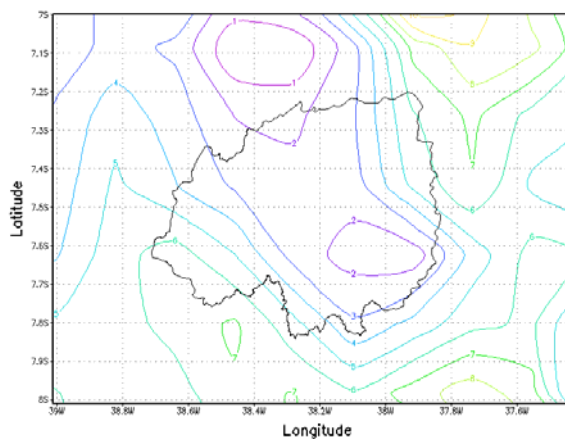
c)



d)



e)



f)

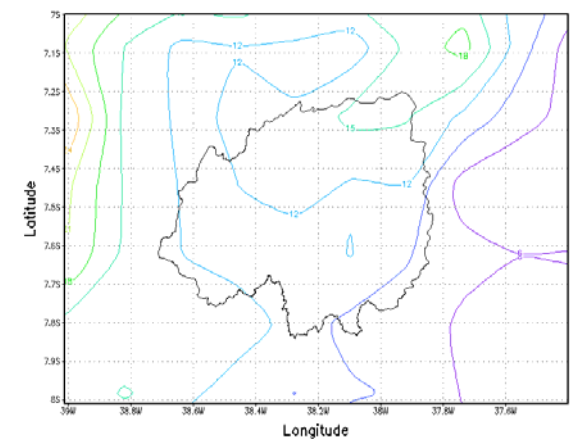


Figura 10 - Média do período 20 a 29 de março de 2005 (mm/dia), a) $\partial W/\partial t$, b) $\nabla \cdot \bar{Q}$, c) $\partial W/\partial t + \nabla \cdot \bar{Q}$, d) Evapotranspiração, e) Precipitação balanço de vapor e f) Precipitação do modelo

5.2.3 - Média de 20 a 29 de fevereiro de 2004

Na Figura 11a as linhas da taxa de variação da água precipitável apresentam valores positivos com uma variação latitudinal de norte para sul. Assim como nos casos anteriores, as intensidades não são suficientes para alterar a configuração do campo da divergência do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente (Figura 11b) quando se somam.

A soma dos termos para o período de 2004 é mostrada através da Figura 11c. Nessa figura têm-se dois núcleos de valores negativos nas partes nordeste e sudoeste e um outro na parte sul centrado fora da bacia. Um núcleo positivo fica na parte norte de forma que sobre a maior parte da bacia tem-se valores negativos em que a precipitação excede a evapotranspiração.

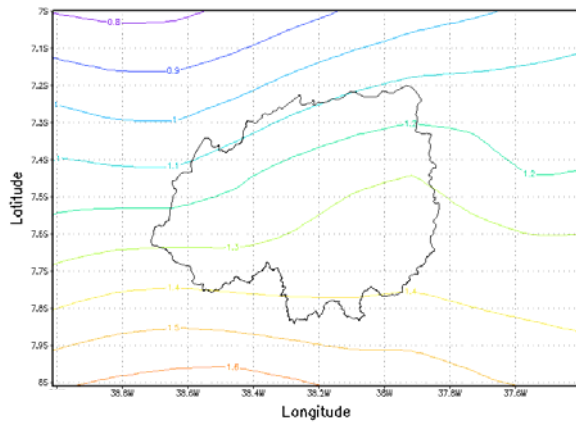
Conseqüentemente, a distribuição de precipitação (Figura 11e) segue o mesmo padrão, visto que a evapotranspiração na bacia (Figura 11d) fica em torno dos 2 mm/dia. Os valores de precipitação obtidos pelo método aerológico variam de 8,5 na parte nordeste e de 4,5 na sudoeste a 3,5 mm/dia na parte central. Por outro lado a precipitação obtida pelo BRAMS apresentam valores mais baixos, exceto na parte nordeste onde estes são relativamente iguais.

5.2.4 - Média de 19 a 28 de fevereiro de 2003

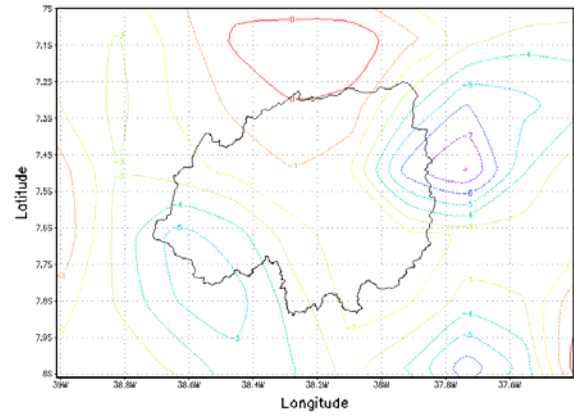
As Figuras 12a, b, c, d e e exibem os mesmos campos já discutidos anteriormente. Destaca-se o campo da divergência do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente por apresentar uma distribuição espacial parecida com do caso anterior relativo a fevereiro de 2004. Núcleos de convergência com cerca de -6 mm/dia na parte nordeste da bacia e outro com cerca de -4,5 mm/dia na parte sudoeste expressam a supremacia precipitação sobre a evapotranspiração nessas áreas (Figura 12c).

O campo da precipitação obtida pelo modelo aerológico (Figura 12e) apresenta valores em torno de 7 mm/dia nas partes nordeste e sudoeste e valores cerca de 2 a 4 mm/dia no interior da bacia hidrográfica em estudo. A precipitação fornecida diretamente do modelo com a parametrização Grell tem distribuição totalmente diferente com valores em torno de 4 mm/dia (Figura 12f).

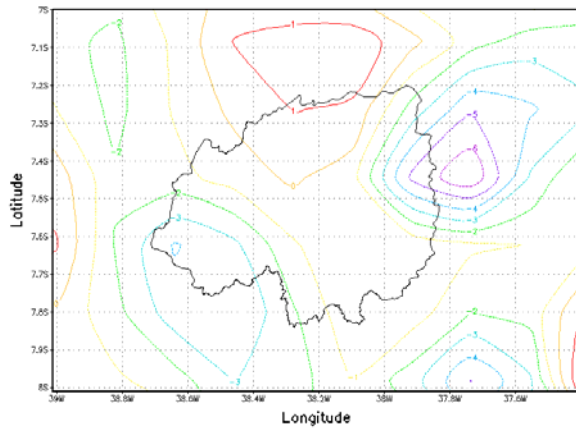
a)



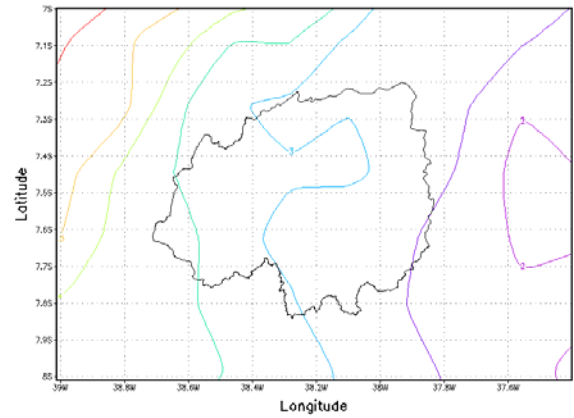
b)



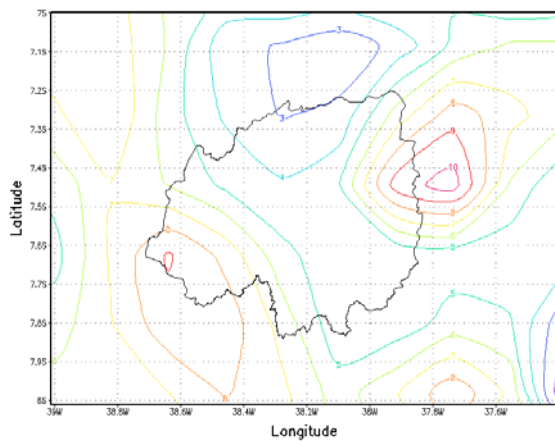
c)



d)



e)



f)

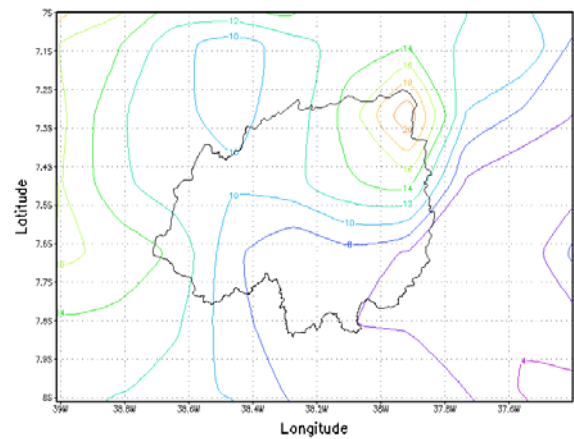
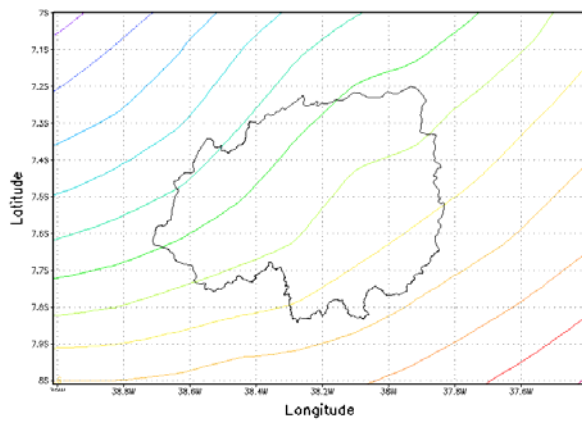
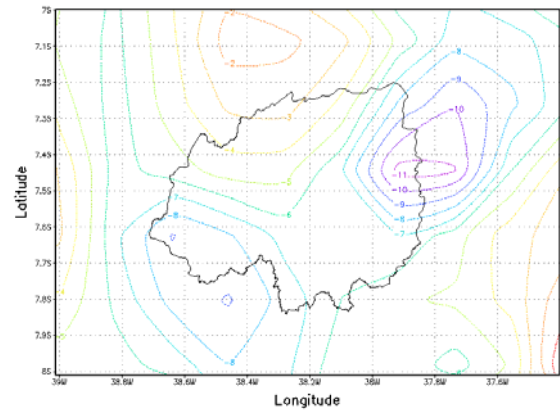


Figura 11 - Média do período 20 a 29 de fevereiro de 2004 (mm/dia), a) $\partial W/\partial t$, b) $\nabla \cdot \bar{Q}$, c) $\partial W/\partial t + \nabla \cdot \bar{Q}$, d) Evapotranspiração, e) Precipitação balanço de vapor e f) Precipitação do modelo

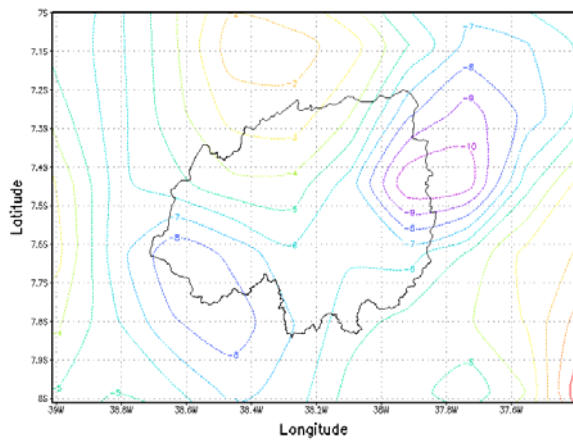
a)



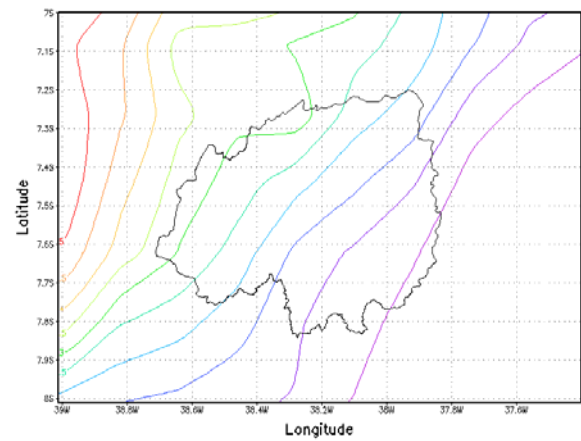
b)



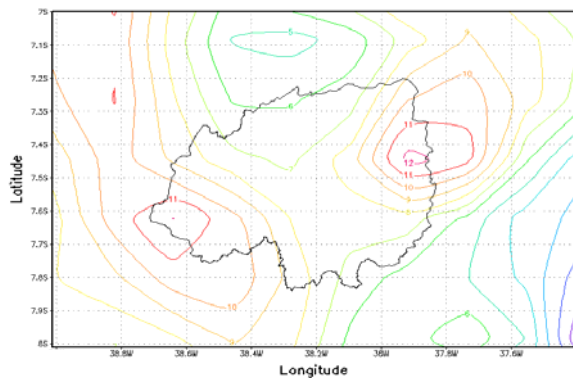
c)



d)



e)



f)

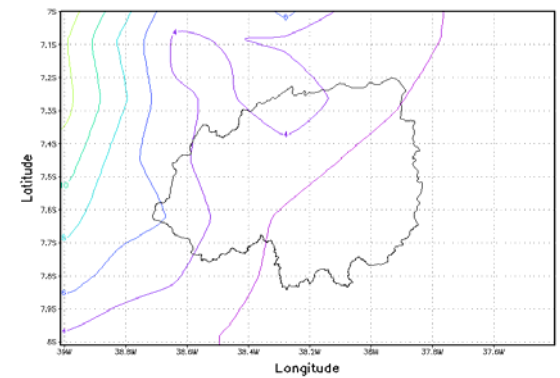


Figura 12 - Média do período 19 a 28 de fevereiro de 2003 (mm/dia), a) $\partial W/\partial t$, b) $\nabla \cdot \bar{Q}$, c) $\partial W/\partial t + \nabla \cdot \bar{Q}$, d) Evapotranspiração, e) Precipitação balanço de vapor e f) Precipitação do modelo

De forma geral, o campo da precipitação calculada pelo método aerológico tem contribuição mais significativa do termo da divergência do fluxo de vapor d'água. Esse resultado é perfeitamente coerente visto que como se trata de média o termo da

tendência da água precipitável passa a ser bastante pequeno podendo ser até desprezado para médias mensais (Peixoto e Oort, 1992; Cavalcanti, 2001).

Embora apresente distribuição espacial mais detalhada a precipitação estimada pelo método aerológico parece ter qualidade não muito boa à precipitação gerada diretamente pelo modelo BRAMS com a parametrização Grell. Esse resultado se explica pela possibilidade de erros na avaliação dos termos da equação (14), principalmente na divergência do fluxo de vapor d'água que utiliza diferenças finitas e também na própria integração vertical para obtenção da água precipitável e dos fluxos. Entretanto, segundo Cavalcanti (2001) esse método funciona bem para grandes áreas.

5.3 Comparação entre a Precipitação Simulada e Observada

A comparação entre a precipitação observada e simulada é exibida por intermédio das Figuras 13 nas quais construiu gráfico da precipitação média acumulada observada na bacia do Rio Piancó e as precipitações médias acumuladas obtidas pelo método aerológico e gerada diretamente pelo modelo, ao longo do períodos de 10 dias.

Na Figura 13a, relativa ao período de 14 a 23 de fevereiro de 2006, tem-se que as curvas da precipitação observada apresentam pequena diferença devido à forma de obtenção da média na bacia (média aritmética e Thiessen). O total acumulado nos 10 dias é de 121,8 mm para a média aritmética e 113,1 mm para Thiessen, indicando uma diferença de 7,98 mm. Observa-se ainda que a precipitação gerada diretamente pelo modelo tem um comportamento mais próximo do observado do que a precipitação obtida pelo método aerológico que subestima consideravelmente a observação.

Para o segundo período que vai de 20 a 29 de março de 2005 (Figura 13b) observa-se um total acumulado de 133,4 mm para a média aritmética e 122,8 mm para Thiessen com uma diferença de 10,57 mm, a maior entre os períodos estudados. A precipitação gerada pelo modelo, embora subestime o valor observado, apresenta uma distribuição bastante coerente com a observada. Já a precipitação obtida pelo balanço de vapor d'água subestima em muito o valor observado.

A Figura 13c exibe as mesmas curvas para o período de 20 a 29 de fevereiro de 2004. O total acumulado é de 71,76 mm para a média aritmética e de 63,28 mm para Thiessen, uma diferença de 8,68 mm. Neste caso a precipitação obtida pelo balanço de d'água apresenta comportamento satisfatório em comparação ao observado, enquanto que a precipitação gerada pelo modelo superestima o valor observado no final do período.

No período de 19 a 28 de fevereiro de 2003 a precipitação acumulada foi de 97,63 mm para a média aritmética e de 95,03 para Thiessen, uma diferença de -2,6 mm. Neste caso a precipitação gerada pelo modelo subestimou o valor observado bem mais que a precipitação obtida pelo balanço de vapor d'água.

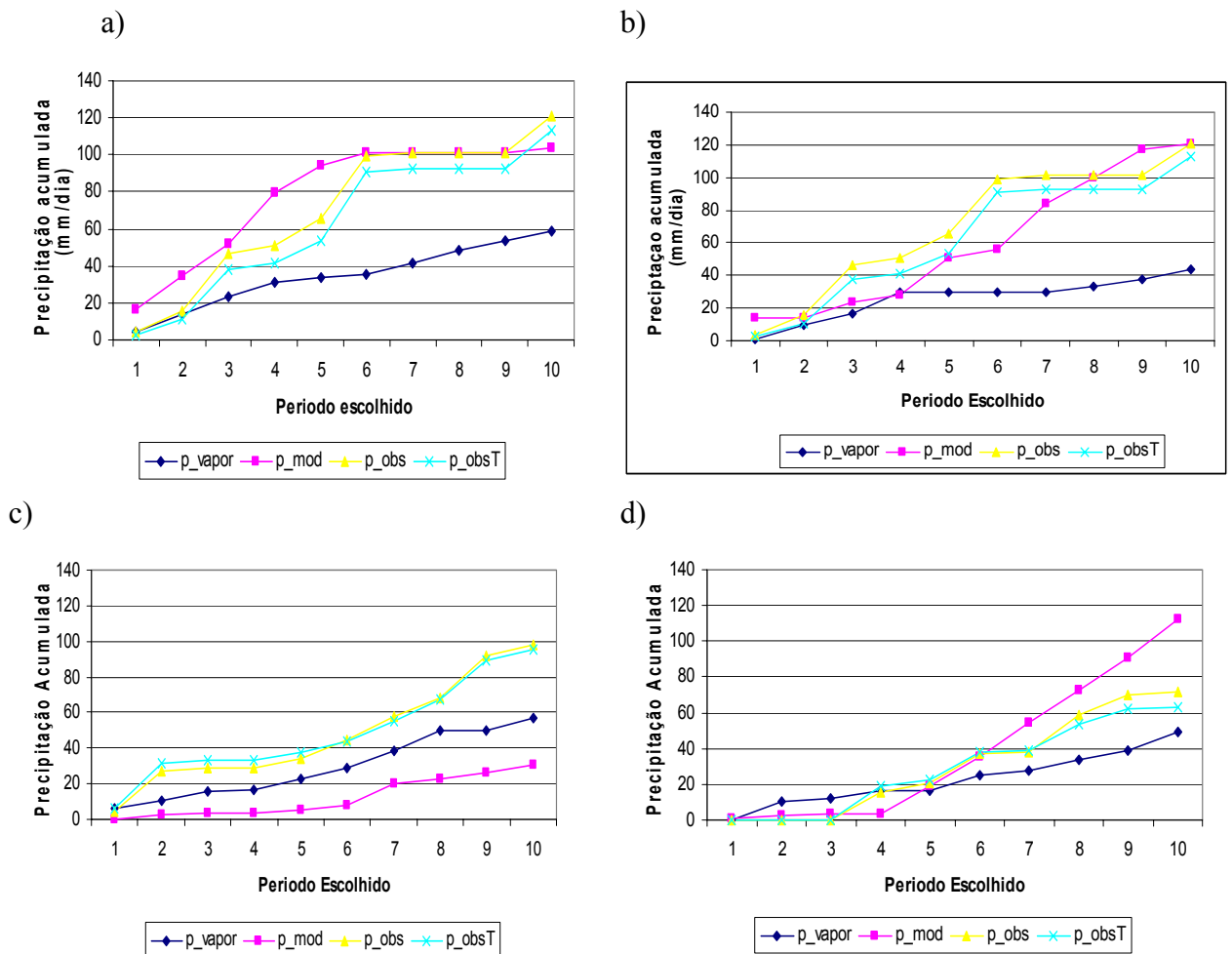


Figura 13 – Comparação entre a Precipitação Acumulada Simulada e Observada para: a) 14 a 23 de fevereiro de 2006, b) 20 a 29 de março de 2005, c) 20 a 29 de fevereiro de 2004, d) 19 a 28 de fevereiro de 2003

Para fins ainda de comparação da precipitação média observada na bacia (método de Thiessen) com a gerada pelo modelo e pelo balanço de vapor d'água na atmosfera foi feita a correlação entre ambos. Na Figura 14a tem-se modelo versus observado que apresentou coeficiente de determinação de 0,856. Para o caso de modelo versus balanço de vapor d'água (Figura 14b) se obteve coeficiente de determinação de 0,8965, isso para 2006.

Para o período de 2005, Figuras 14c e d, tem-se coeficientes de determinação da precipitação observada e estimada de 0,9431 e 0,7995 com a precipitação gerada pelo modelo (Figura 14c) e pelo balanço de vapor d'água respectivamente (Figura 14d).

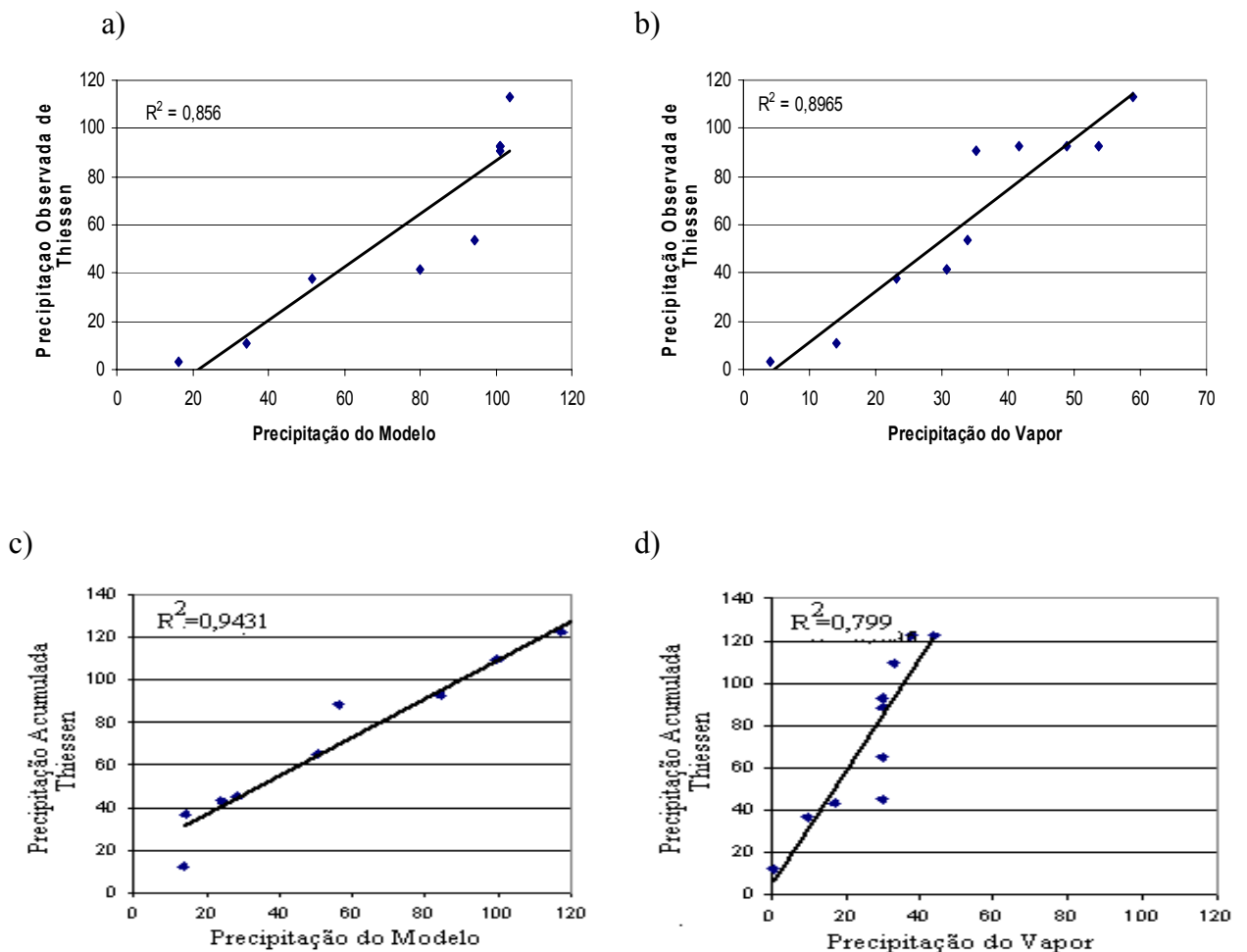


Figura 14 - Relação entre a precipitação média observada (Thiessen) a) modelo – 2006, b) balanço de vapor d'água – 2006 c) modelo – 2005, d) balanço de vapor d'água - 2005

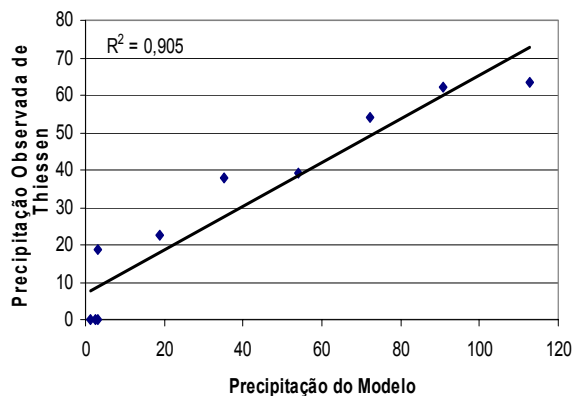
Para os períodos de 2004 e 2005 não é muito diferente. Em 2004 (Figuras 15a e b) têm-se coeficientes de 0,905 e 0,9155 para a relação entre a precipitação média na bacia (Thiessen) e a precipitação gerada pelo modelo BRAMS e pelo método aerológico ou do balanço de vapor d'água, respectivamente. Os coeficientes de determinação também apresentam valores altos para o período de 2003 com valores de 0,9164 em relação a precipitação gerada pelo modelo e de 0,9229 em relação ao balanço de vapor d'água.

Observa-se que existe uma relação bastante forte entre a precipitação observada acumulada e as duas formas de obtenção da precipitação por intermédio do modelo BRAMS para a bacia do Rio Piancó. Na primeira, os valores de precipitação são obtidos pela parametrização convectiva de Grell que é acessada a cada 20 minutos de integração e portanto mais consistente. Na segunda a precipitação foi obtida pelo método aerológico que consiste na avaliação dos termos da Equação (14) e portanto, de importância relevante em algumas situações onde se dispõe somente de informações verticais de pressão, temperatura e umidade do ar.

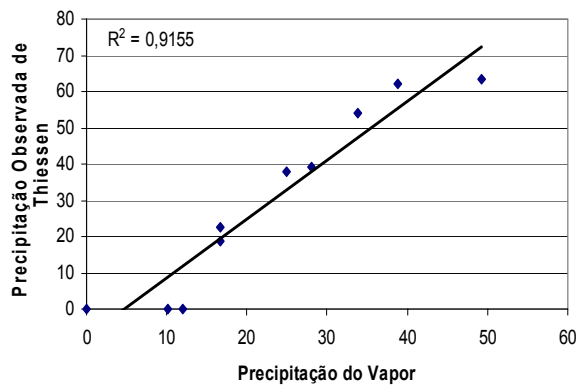
Os resultados evidenciaram que ambas as formas de obtenção da precipitação exibem uma relação forte com a precipitação observada para a bacia do Rio Piancó. Isso sugere a necessidade de melhor ajustar o modelo atmosférico às condições locais. Ressalta-se que neste estudo o modelo foi rodado com a temperatura da superfície do mar assumindo valores climatológicos, o que certamente influenciou para as diferenças encontradas.

A Tabela 3 expressa o que foi discutido em números, pois corresponde aos resultados obtidos e que foram utilizados na construção das figuras discutidas anteriormente. Nesta tabela encontram-se os valores da precipitação obtida pelo balanço de vapor d'água (P_Vapor); Precipitação gerada pelo modelo (P_Modelo); Precipitação observada média aritmética (P_Obs) e Precipitação observada método de Thiessen (P_Obs_T)

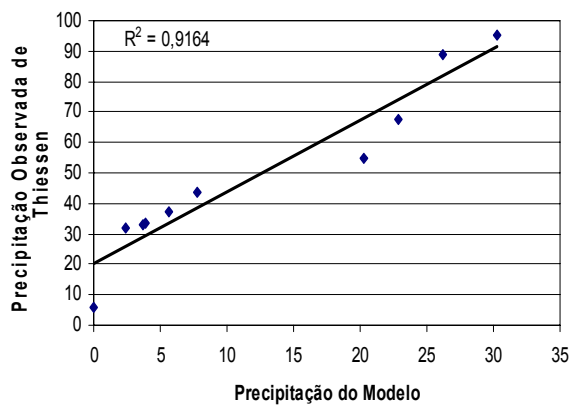
a)



b)



c)



d)

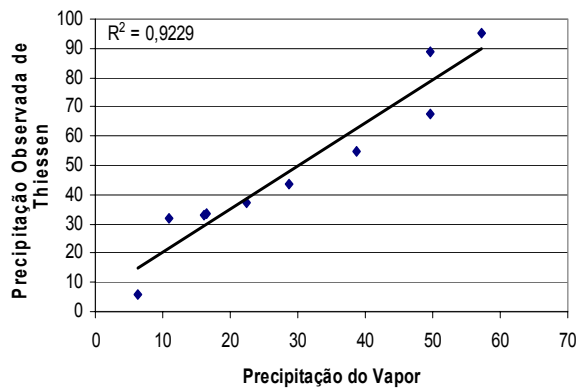


Figura 15 - Relação entre a precipitação média observada (Thiessen) a) modelo – 2004, b) balanço de vapor d'água – 2004, d) modelo – 2003, b) balanço de vapor d'água - 2003

Tabela 3 – Precipitação acumulada (mm) para os quatro períodos de estudados

Fevereiro de 2006			Precipitação (mm)			
Nº	Dia do Mês	P Vapor	P Modelo	P Obs.	P Obs	T
1	14	4,04	16,26	3,90		2,98
2	15	14,02	34,37	15,35		10,93
3	16	23,21	51,44	46,46		37,75
4	17	30,71	79,86	50,60		41,22
5	18	33,84	94,48	65,88		53,76
6	19	35,17	101,18	99,21		90,95
7	20	41,67	101,18	101,51		92,43
8	21	48,81	101,18	101,51		92,43
9	22	53,76	101,20	101,51		92,43
10	23	58,84	103,80	121,08		113,10
Março de 2005			Precipitação (mm)			
Nº	Dia do Mês	P Vapor	P Modelo	P Obs.	P Obs	T
1	20	0,47	13,94	12,51		12,38
2	21	9,75	14,41	39,37		36,78
3	22	16,92	23,93	47,18		43,22
4	23	29,90	28,35	50,02		45,09
5	24	29,90	50,44	71,83		65,46
6	25	29,90	56,24	96,53		88,13
7	26	29,90	84,23	100,21		92,70
8	27	32,82	99,55	118,78		109,59
9	28	37,56	117,01	133,32		122,75
10	29	43,99	120,99	133,40		122,83
Fevereiro de 2004			Precipitação (mm)			
Nº	Dia do Mês	P Vapor	P Modelo	P Obs.	P Obs	T
1	20	0,00	1,28	0,00		0,00
2	21	10,12	2,50	0,00		0,00
3	22	12,05	3,05	0,23		0,15
4	23	16,62	3,24	15,74		18,73
5	24	16,62	18,98	21,15		22,39
6	25	24,97	35,27	37,40		37,91
7	26	28,08	54,15	37,93		38,95
8	27	33,77	72,32	58,83		53,94
9	28	38,84	90,81	70,11		62,26
10	29	49,27	112,70	71,76		63,28
Fevereiro de 2003			Precipitação (mm)			
Nº	Dia do Mês	P Vapor	P Modelo	P Obs.	P Obs	T
1	19	6,21	0,00	3,94		6,05
2	20	10,88	2,39	26,78		31,80
3	21	16,11	3,73	28,46		32,86
4	22	16,42	3,84	28,98		33,33
5	23	22,32	5,64	34,13		37,33
6	24	28,71	7,79	44,97		43,82
7	25	38,79	20,28	57,99		55,02
8	26	49,61	22,85	68,04		67,70
9	27	49,61	26,23	91,87		88,88
10	28	57,22	30,29	97,63		95,03

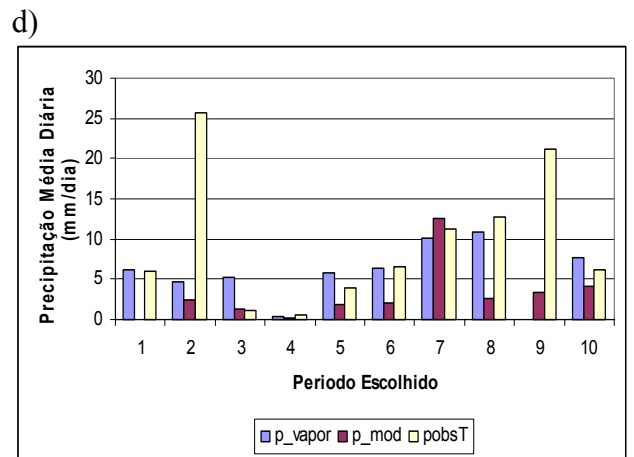
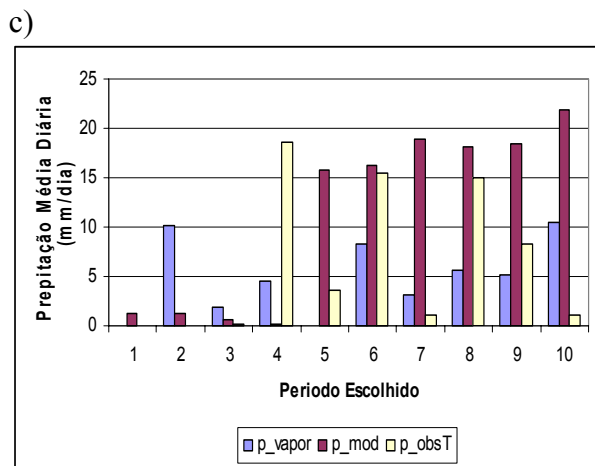
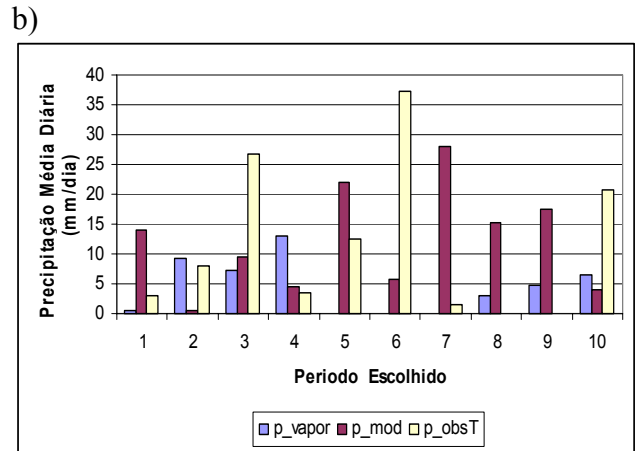
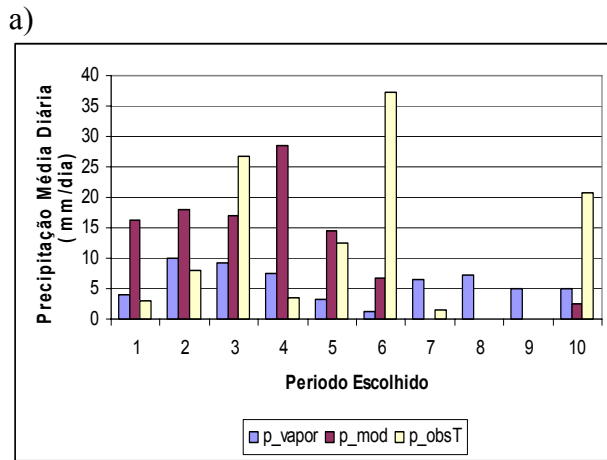


Figura 16 – Comparação entre a Precipitação Média Diária Simulada e Observada para: a) 14 a 23 de fevereiro de 2006, b) 20 a 29 de março de 2005, c) 20 a 29 de fevereiro de 2004, d) 19 a 28 de fevereiro de 2003

Tabela 4 – Precipitação Média diária (mm) para os quatro períodos estudados

Fevereiro de 2006		Precipitação (mm)		
Nº	Dia do Mês	p_vapor	p_mod	p_obsT
1	14	4,04	16,26	2,98
2	15	9,98	18,10	7,95
3	16	9,19	17,07	26,82
4	17	7,50	28,42	3,48
5	18	3,13	14,62	12,54
6	19	1,33	6,70	37,19
7	20	6,50	0,00	1,48
8	21	7,14	0,00	0,00
9	22	4,95	0,02	0,00
10	23	5,08	2,60	20,67
Março de 2005		Precipitação (mm)		
Nº	Dia do Mês	p_vapor	p_mod	p_obsT
1	20	0,47	13,94	12,38
2	21	9,27	0,47	24,4
3	22	7,18	9,52	6,44
4	23	12,97	4,43	1,87
5	24	0,00	22,09	20,37
6	25	0,00	5,80	22,67
7	26	0,00	27,99	4,57
8	27	2,92	15,32	16,89
9	28	4,74	17,45	13,16
10	29	6,43	3,98	0,08
Fevereiro de 2004		Precipitação (mm)		
Nº	Dia do Mês	p_vapor	p_mod	p_obsT
1	20	0,00	1,28	0,00
2	21	10,12	1,22	0,00
3	22	1,93	0,55	0,15
4	23	4,56	0,19	18,57
5	24	0,00	15,74	3,67
6	25	8,36	16,30	15,52
7	26	3,10	18,88	1,04
8	27	5,69	18,16	14,99
9	28	5,08	18,49	8,32
10	29	10,43	21,89	1,02
Fevereiro de 2003		Precipitação (mm)		
Nº	Dia do Mês	p_vapor	p_mod	p_obsT
1	19	6,21	0,00	6,05
2	20	4,67	2,39	25,75
3	21	5,23	1,35	1,05
4	22	0,31	0,11	0,48
5	23	5,90	1,80	4,00
6	24	6,38	2,15	6,49
7	25	10,09	12,49	11,20
8	26	10,82	2,57	12,68
9	27	0,00	3,38	21,18
10	28	7,61	4,07	6,16

6 CONCLUSÕES

Após uma avaliação dos resultados encontrados neste estudo, para a bacia hidrográfica do Rio Piancó, procura-se enumerar algumas conclusões que se julgou importante.

- 1) Os valores de precipitação média para a bacia do Rio Piancó obtidas pela média aritmética e pelo método de Thiessen não apresentam discrepâncias, embora, o método de Thiessen seja o mais recomendado para uso;
- 2) A taxa de variação média da água precipitável, para os períodos de dez dias estudados, é pequena comparada à divergência do fluxo médio de vapor d'água integrado verticalmente na atmosfera;
- 3) Os métodos aplicados neste trabalho, para obtenção da precipitação, não estão devidamente calibrados e, portanto, subestimaram os valores observados na maior parte dos períodos;
- 4) A precipitação média acumulada observada, na bacia do Rio Piancó, apresentou muito boa correlação com a precipitação obtida pelas duas diferentes formas, mesmo com as limitações em que o modelo foi rodado.
- 5) A utilização do modelo BRAMS para produzir séries de precipitação para entrada em modelos hidrológicos concentrados de chuva-vazão constitui-se em ferramenta importante para a previsão de vazões.

Face ao exposto, sugere-se para trabalhos futuros: a) testar outras parametrizações convectivas disponíveis no BRAMS; b) informar melhor ao modelo características de variações sazonais de superfície; c) testar períodos mais longos d) aplicar para alguns modelos hidrológicos concentrados de chuva-vazão.

7 REFERÊNCIAS

ADAMS, D. K.; RENNÓ, N. O. Remarks on Quase-Equilibrium Theory. *Journal of the Atmospheric Sciences* . V.60, 178-181, 2003.

ALONSO MF, SARAIVA JMB & FREITAS SR. Estudo da confiabilidade das simulações do RAMS versão 5.02 (BRAMS) para eventos severos no Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 13, Fortaleza. Anais eletrônicos ¼ Fortaleza: SBMET, 2004. CD-ROM.

AMORIM, R. S. S. Desprendimento e Arraste de Partículas de Solo Decorrente de Chuvas Simuladas. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 76p, Agosto de 1999.

ARAKAWA, A; SCHUBERT W. H. Interaction of a Cumulus Cloud Ensemble with the Larger-Scale Enviroment. Parte I. *Journal of the Atmospheric Sciences*. V.31, 674-701, 1974

BENOIT, R.; PELLERIN, P. Toward the use of coupled atmospheric and hydrologic models at regional scale. *Monthly Weather Review*, v. 128, p. 1681_1706, 2000.

BENOIT, R.; KOUWEN, N.; YU, W.; CHAMBERLAND, S.; PELLERIN, P. Hydrometeorological aspects of the real-time ultra_nescale forecast support during the special observing period of the map. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 7, p.877_889, 2003.

BETTS, A. K; MILLER, M.J. A New Convective Adjustment Scheme. Part II: Single Column Tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and Artic Air_ Mass data set. . *Journal of the Atmospheric Sciences*. V.112, 693-709, 1986.

BLYTH, A. M.; LATHAM, J. An Airbone Study of Vertical Structure and Microphysical Variability within a Small Cumulus. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*. V.111, 773-792, 1985.

BOATMAN, J. F.; AUER, A. H. The Role of Cloud Top Entrainment in Cumulus Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*. V.40, 1517-1534, 1983

BONTA, J.V.; RAO, A .R. Estimating peak flows small agricultural watersheds. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v. 118, no 1, p.: 122-137,1992.

BRAGA, A. C. F. Efeitos de fatores Climáticos e uso do solo sobre o escoamento em uma região semi-árida da Paraíba. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2001

BRAGA, A. C. F. M.; GALVAO, C. O.; ARAÚJO, E.; SOUZA, E. P.; OLIVEIRA, K. F.; CIRNE, W. Acoplamento operacional de modelos atmosféricos, hidrológicos e de gerenciamento de recursos hídricos. In: Simpósio Internacional de Climatologia, Fortaleza-CE. [S.l.: s.n.], 2005.

BROWN, J. M. Mesoscale Unsaturated Downdrafts Driven by Rainfall Evaporation.: A Numerical Study. *Journal of the Atmospheric Sciences*. V.36, 313-338, 1979

BRYAN, F., AND A.H. OORT. Seasonal variation of the global water balance based on aerological data. *Journal of Geophysical Research*, 89(D7), 11,717-11,730, 1984

CÂMARA, E.P. Otimização da água do reservatório Coremas/Mãe D'água para multiplos usos. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2000.

CAVALCANTI, E. P. Teor e Transporte de Vapor d' Água na Atmosfera do Nordeste do Brasil. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal da Paraíba , Campina Grande. 115p, 2001.

CHEN, C.; COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht. Netherlands. 25, 289-321. 1983.

CHEN, C.; COTTON W. R. The physics of the marine stratocumulus-capped mixed layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**. AMS, Boston, USA. 44,20, 2951-2977.1987.

COLLIER,C.G.; KRZYZYSZTOFOWICZ, R. Quantitative precipitation forecasting. *Journal of Hydrology*. V.239, p.1-2. 2000.

DE HAAN, SIEBREN;BARLAG, SYLVIA;KLEIN BALTINK, HENK;DEBIE, FRANS; VAN DER MAREL, HANS Synergetic Use of GPS Water Vapor and Meteosat Images for Synoptic Weather Forecasting *Journal of Applied Meteorology*, vol. 43, Issue 3, pp.514-518, 2003

DE MORAES, MARCONI FONSECA. Estimativa do Balanço Hídrico na bacia Experimental/Representativa de Santa Maria/Cambiocó - Município de São José de Ubá [Rio de Janeiro] 2007. XVIII, 233p. 29,7cm (COPPE/UFRJ, D.Sc. Engenharia Civil, 2007).

DINIZ, L. S. Calibração automática de modelos chuva-vazão usando um algoritmo genético. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande.1994

DONNER, L. J. A Cumulus Parameterization Including Mass Fluxes, Vertical Momentum Dynamics, and Mesoscale Effects. *Journal of the Atmospheric Sciences*. V.50, 889-906, 1993.

FRANK, W. M; COHEN, C. Simulation of Tropical Convective Systems. Part I: A Cumulus Parameterization . *Journal of the Atmospheric Sciences*. V.44, 3787-3799, 1987.

FRITSCH, J. M; CHAPPELL, C. F. Numerical Prediction of Convectively Driven Mesoscale Pressure Systems. Part I: Convective Parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*. V.37, 1722-1733, 1980

GALVÃO, C.O. Aplicabilidade em recursos hídricos da previsão de precipitação de longo prazo no Nordeste do Brasil. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1999

GALVÃO, C.O. ET AL. Climatic predictability, hydrology and water resources over Nordeste Brazil. In: VIII IAHS Scientific Assembly, Foz do Iguaçu. Regional hydrological impacts of climate change – impact assessment and decision making. Wallingford: IAHS Press. P.211-220, 2005

GIEZ, A., EHRET, G., SCHWIESOW, R., DAVIS, K.J., LENSCHOW, D.H. *Water Vapor Flux Measurements from Ground-Based Vertically- Pointed Water Vapor Differential Absorption and Doppler Lidars*. J. Atmos. Ocean. Tech., 16, 237-250, 1998

GOLDING B.W. Quantitative precipitation forecasting in the UK. Journal of Hydrology. V.239, P.286-305. 2000.

GOMES, R. S.; SILANS, A.M.B.P. Comparação de diversos de métodos de cálculo da precipitação média sobre uma bacia hidrográfica. In: V Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, Natal. Anais... Natal: ABRH. v. 2, p. 61-73, 2000

GRELL, G. A; DÉVÉNYI, D. A New Approach to parameterizing Convection Using Ensemble and Data Assimilation Techniques. Geophysical Research Letters. V. 29. Art. N° 1693, 2002.

JASPER, K.; KAUFMANN, P. Coupled runo_ as validation tools for atmospheric models at the regional scale. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 129, p. 673_693, 2003.

JENSEM, J. B; AUSTIN, P. H.; BLYTH, A. M. Turbulent Mixing, Spectral Evolution and Dynamics in Warm Cumulus Cloud. Journal of the Atmospheric Sciences. V.42, 173-192, 1985.

LOPES, P.L . Avaliação do escoamento superficial da bacia do rio Piancó utilizando o modelo NAVMO. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande. 1994.

KAIN, J. S; FRITSCH, J. M. The Role of the Convective “ Trigger Function “ in Numerical Forecasts of Mesoscale Convective Systems, *Meteorological Atmospheric Physics*. V.49, 93-106, 1992.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER R.; et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**. AMS, Bosto, USA. 77, 3, 437- 471, 1996.

KHATEP, M.M., B. B. FITZHARRIS, AND W.E. BARDSLEY. Water vapor transfer over the southwest Pacific: Mean patterns and variations during wet and dry periods. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1960–1975. 1984

KIRKBY, M. Modelling the interactions between soil surface properties and water erosion. Modelisation des interactions entre caractéristiques superficielles des sois et érosion hydrique. *Catena*. v.46, p.89-102, 2001.

KISTLER R.; E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R.; Jenne, and M. Fiorino, The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 247-268

KREITZBERG, C. W.; PERKEY, D. J. Release of potencial instability: Part I. A Sequential Plume Model within a Hydrostatic Primitive Equation Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*. V.33,456-475, 1976

KRISHNAMURTI, T. N.; LAM, S. –L.; PASCH, R. Cumulus parameterization and Rainfall Rates II. *Mouthly Weather Review*. V.111, 815-828, 1983.

KUO, H.-L. Further Studies of the Parameterization of the Influence of Cumulus Convection on Large-scale Flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*. V.31, 1232-1240, 1974

MANABE, S.; SMAGORINSKY, J; STRICKLER, R.F. Simulated Climatology of a general Circulation Model with a Hydrological Cycle. **Monthly Weather Review**. V.93, 769-798, 1965

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of the Atmospheric Sciences**. MAS, Boston, USA. 31, 7, 1791-1806. 1974.

MOCKLER, S.B. *Water vapor in the climate system*. AGU Special Report. Washington, DC, USA: American Geophysical Union, December p. 13 ,1995.

MOLDERS, N.; RUHAAK, W. On the impact of explicitly predicted runoff on the simulated atmospheric response to small-scale land-use changes-an integrated modeling approach. *Atmospheric Research*, v. 63, p. 3_38, 2002.

MOLINARI, J. A Method for Calculating the Effects of Deep Cumulus Convection in Numerical Model. *Monthly Weather Review*. V.110, 1527-1534, 1982.

MOLINARI, J. A General Form of Kuo's Cumulus Parameterization. *Monthly Weather Review*. V.113, 1411-1416, 1985.

MORAIS NETO, J.M.; ALKMIN, F.F. A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. *Revista Brasileira de Geociências* 31, p.95-106. 2001

NOBRE, P.; GALVÃO, C. O; GOMESFILHO, M. F. Previsibilidade climática sobre o Nordeste e os recursos hídricos. Manuscrito não publicado. 2003

OLIVEIRA, Klécia Forte de. Previsão de vazão em uma bacia do semi-árido usando previsões climáticas numéricas de precipitação. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental) - Universidade Federal de Campina Grande. 2006.

OKI, TAIKAN; MUSIAKE KATUMI, MATSUYAMA HIROSHI E MASUDA KOOITI. Global Atmospheric Water Balance and Runoff from Large River Basins. *Hydrological Processes*, v 9, p.655-678, 1995.

PALUCH, I. R. The Entrainment Mechanism in Colorado Cumuli. *Journal of the Atmospheric Sciences*. V.36, 2467-2478, 1979

PEIXOTO, J.P. Pole-to-pole divergence of water vapor. *Tellus*, 22, p.17-25, 1970

PEIXOTO, J.P. Atmospheric vapour flux computations for hydrological purposes. WMO/IHD Rep. 20, Meteorological Organization, 83 pp. 1973.

PEIXOTO, J. P. AND OORT, A. H. The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. *Variations in the Global Water Budget*, A. Street-Perrot, M. Beran, and R. Radcliffe, Eds., D. Reidel, p.5–65.,1983

PEIXOTO, J.P. E OORT A. H. Water Cycle. Em : *Physics of Climate*, AIP, Cap. 12, p. 271-307. 1992

PIELKE, R.A; COTTON, W. R.; WALKO. R.L.;et al. A comprehensive meteorological modeling system – RAMS. *Meteorology and Atmospheric Physics*. Austria. 49, 69-91, 1992.

PHILLIPS, I.D. AND MCGREGOR, G.R. Western European water vapour flux – South West England rainfall associations. *Journal of Hydrometeorology*, 2: 505-524, 2001

RANDEL, D.L.; HAAR, V.T.H.; RINGERUD, M.A. Observed variability of total column water vapor related to atmospheric temperature. In: 9th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, UNESCO, Paris, France, 25-29 May 1998. *Pre-Prints*. American Meteorological Society, Société Météorologique de France, EUMETSAT, 1998. v. 1, p. 15-17.

RAJ, P. ERNEST, DEVARA, P. C. S.; MAHESKUMAR, R. S.; Results of Sun Photometer-Derived Precipitable Water Content over a Tropical Indian Station. *Journal of Applied Meteorology* v. 43 no 10 p.1452-9 ,2004

RASMUSSEN, E. M.; Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America. Part II: Large-scale water balance investigations. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, p. 720–734, 1968.

RASMUSSEN, E. M. Hydrological application of atmospheric vapor-flux analyses. WMO Operational Hydrology Rep. 11, WMO Publ. No. 476, 50 pp, 1977.

REED, S. M., MAIDMENT, D.R., AND PATOUX, J. *Spatial Water Balance of Texas*, CRWR Online Report 97-1, February, 1997.

ROADS, J.; CHEN, S.-C; KANAMITSU, M. regional climate simulations and seasonal forecasts. *Journal of Geophysical Research*. V.108, n.16, p.1(1-17). 2003.

SAPUCCI, L.FERNANDO. Estimativa do vapor d'água atmosférico e avaliação da modelagem do atraso zenital troposférico utilizando GPS. Dissertação (mestrado). - UNESP, Faculdade de Ciências Tecnologia, Presidente Prudente, 2001.

SILVEIRA, A. L. DA.; LOUZADA, JOSÉ A.; BELTRAME, L. F. Infiltração e armazenamento no solo. In TUCCI, Carlos E.M. *Hidrologia: ciência e aplicação*. Porto Alegre: Ed. Universidade: ABRH, EDUSP, 1993.

SIMPSON, J; WIGGERT, V. Models of Precipitating Cumulus Tower. *Monthly Weather Review*. V.97, 471-489, 1969

SOHN, B. J. ERIC A. SMITH; FRANKLIN R. ROBERTSO; SEONG-CHAN PARK. Derived Over-Ocean Water Vapor Transport from Satellite-Retrieved E - P Datasets. *Journal of Climate* v. 17 no. 6 p. 1352-65 ,2004.

SQUIRES, P.; TURNER, J. S. An Entraining Jet Model for Cumulonimbus Updraughts. *Tellus*. V.14, 422-434, 1962.

STARR, V. P., AND PEIXOTO, J. P. On the global balance of water vapor and the hydrology of deserts. *Tellus*, 10, p.189-194, 1958

SOUZA, E. P. Estudo Teórico e Numérico da relação entre Convecção e Superfícies Heterogêneas na Região Amazônica. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 121p. ,1999.

SOUZA FILHO, F.A.; PORTO,R.L.L. Gerenciamento de recursos hídricos e a variabilidade climática nos semi-áridos brasileiros. In: XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Curitiba. Anais (CD-ROM).. Curitiba: ABRH, 2003b

TEIXEIRA, R. F. B. Índice de Água Precipitável da Atmosfera a partir dos Canais 4 e 5 do AVHRR-NOAA. Anais XI SBSR, Belo Horizonte, Brasil, 05-10 abril 2003, INPE, p. 1227-1231, 2003

TOMASI, CLÁUDIO. Determination of the Total Precipitable Water by Varying the Intercept in Reitan's Relationship . *Journal of Applied Meteorology* Volume 20, Issue 9 (September 1981) pp. 1058–1069

TRIPOLI, G. J. COTTON, W. R. The use of ice-liquid water potencial temperature as a thermodynamic variable in deep atmospheric models. *Monthly Weather Review*.AMS, Boston, USA. 109, 1094-1102, 1981.

TUCCI, C. E. M. Hidrologia: ciência e aplicação. Porto Alegre: UFRGS/ABRH/EDUSP,(Coleção ABRH de Recursos Hídricos, v.4) p944, 1993

TUCCI, C. E. M. Modelos Hidrológicos. ABRH. p 13-78, 1998.

VIEIRA, A.F.G. Erosão por voçorocas em áreas urbanas: o caso de Manaus (AM). Florianópolis. Departamento de Geografia da UFSC (dissertação de Mestrado), 1998.

WALKO, R. L.; COTTON, W. R.; MEYERS, M. P.; HARRINGTON, J. Y. New RAMS cloud microphysics parameterization part I: the single-moment scheme. *Journal of Atmospheric Research*. Elsevier Science B. V., Amsterdam.38, 29-62. 1995.

WOOD, A.W., E.P. MAURER, A. KUMAR AND D.P. LETTENMAIER. Long Range Experimental Hydrologic Forecasting for the Eastern U.S. *J. Geophys. Res-Atmos.*, 107, D20, 10.1029/2001JD000659. 2002.

WU, PEIMING; HAMADA, JUN-ICHI; MORI, SHUICHI; TAUHID, YUDI I.; YAMANAKA, MANABU D.; KIMURA, FUJIO Diurnal Variation of Precipitable Water over a Mountainous Area of Sumatra Island. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 42, Issue 8, pp.1107-1115 , 2003

YANO, J. L. Scale- Separation and Quasi-Equilibrium Principles in Arakawa and Schubert's Cumulus Parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*. V.56, 3821-3823, 1999.

YU, Z.; LAKHTAKIA, M.; YARNAL, B.; WHITE, R.; MILLER, D.; FRAKES, B.; BARRON, E.; DUFFY, C.; SCHWARTZ, F. Simulating the river-basin response to atmospheric forcing by linking a mesoscale meteorological model and hydrologic model system. *Journal of Hydrology*, v. 218, p. 72-91, 1999.