

MODELAGEM HIDROLÓGICA CHUVA-VAZÃO COM DADOS DE RADAR E PLUVIÔMETROS

I. Adilson Moreira

Instituto Tecnológico SIMEPAR
Centro Politécnico - Jardim das Américas
Caixa Postal 19100, CEP 81531-990 - Curitiba - PR - Brasil
itamar@simepar.br

M.R. Moro Mine

Universidade Federal do Paraná - UFPR/DHS
Centro Politécnico - Jardim das Américas
Caixa Postal 19100, CEP 81531-990 - Curitiba - PR - Brasil

A.J. Pereira Filho

Universidade de São Paulo - USP/IAG/DCA
Rua do Matão, no 1226, CEP 05508-090 - São Paulo - SP - Brasil

Resumen: A principal informação de entrada para os modelos chuva-vazão é a precipitação; uma variável fundamental do ciclo hidrológico com características que dependem de seu tipo. O objetivo deste trabalho é analisar o impacto de diferentes formas de medida da precipitação em saídas de modelos chuva-vazão. As simulações hidrológicas foram realizadas com o modelo IPH II para 3 conjuntos de dados de precipitação como entrada do modelo: 1) pluviômetros, 2) chuva de radar, 3) radar mais pluviômetro - chuva analisada. A área escolhida para a realização do estudo foi a bacia do rio Barigüi, na região metropolitana de Curitiba, Paraná. Os resultados indicaram que as medidas de pluviômetros apresentaram bons resultados para eventos de precipitação estratiforme. Por outro lado, simulações para eventos de precipitação com distribuição espacial irregular não apresentaram bom desempenho. Além disso, as simulações hidrológicas com precipitação estimada apenas pelo radar não apresentaram resultados satisfatórios, ora subestimando ou superestimando a vazão. Os melhores resultados foram produzidos com o campo de precipitação analisada com a ANOBES.

INTRODUÇÃO

Uma das principais informações utilizada na entrada de modelos chuva-vazão é a precipitação que, como parte fundamental do ciclo hidrológico, tem características próprias de ocorrência como localização, intensidade e persistência.

Assim como é importante conhecer a quantidade de chuva é também importante conhecer a sua intensidade. Chuvas de grandes intensidades (grandes volumes de água em curtos intervalos de tempo) provocam grandes escoamentos superficiais, mesmo em solos não saturados, já que, nesses casos, o volume de água que atinge a superfície do solo é superior à taxa de infiltração do mesmo. Outro aspecto relacionado com a chuva é a estimativa de sua distribuição espacial. Convencionalmente, a estimativa da precipitação é feita por meio de medidas pontuais em determinado espaço de tempo e ex-

trapolados e/ou interpolados para toda área de interesse, que supõe uma estimativa de precipitação para as áreas mais distantes dos postos sem informação sobre a quantidade de precipitação verdadeiramente ocorrida.

Tucci (1998) indica que a distribuição temporal e espacial da precipitação pode incluir erros superiores a qualquer refinamento de metodologia que simule os processos físicos numa bacia hidrográfica. A chuva é caracteristicamente um fenômeno contínuo no espaço limitado, mas, no entanto, medidas pluviométricas são feitas apenas em alguns pontos do terreno. A interpolação e extrapolação dos dados observados para toda a área devem ser feitas de maneira bastante criteriosa. Pluviôgrafos medem bem a intensidade e duração da chuva, mas não têm representatividade espacial, mesmo para uma rede densa de medição. O erro de representatividade espacial é mais significativo para chuva convectiva

intensa, em geral associada com células da ordem de 10 km de diâmetro na área de estudo do presente trabalho. Entretanto, há sistemas com dimensões menores que podem produzir chuvas intensas (Parker e Johnson, 2000; Rigo e Llasat, 2004).

Radares meteorológicos permitem uma boa amostragem espacial e temporal da estimativa da taxa de precipitação, mas com uma incerteza maior do que uma rede de pluviômetros, por causa das fontes de erro (Calvetti *et al.*, 2003).

Assim, tanto as medições de chuva com a rede de pluviômetros quanto as estimativas de chuva com o radar meteorológico possuem erros. As fontes de erro de medição de chuva com o radar meteorológico estão associadas à calibração eletrônica do equipamento, à equação de transformação da refletividade efetiva em taxa de precipitação (ou relação ZR), ao efeito da curvatura da Terra, à zona de derretimento de cristais de gelo na nuvem, entre outras (Gonçalves, 2005). Da mesma forma, as medidas de chuva por pluviômetros não possuem representatividade espacial e a ação do vento pode causar uma diminuição da coleta de gotas pelo pluviômetro, entre outras (Beneti *et al.*, 2002). Apesar dos erros de medição do radar e dos pluviômetros não serem conhecidos, as estimativas de chuva com o radar meteorológico e as medições de chuva com a rede de superfície podem ser combinadas para

diminuir esses erros (Pereira Filho e Crawford, 1995).

Este trabalho tem como objetivo testar a utilização de informações de chuva estimada a partir de dados de radar meteorológico integrados com dados de pluviômetros como entrada em um modelo de transformação chuva-vazão.

A bacia escolhida para a realização do estudo foi a bacia do rio Barigüi, localizada na região metropolitana de Curitiba, sendo que o modelo hidrológico utilizado foi o modelo IPH II, desenvolvido pelo Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul Tucci (1998).

A integração entre os dados de radar e pluviômetros foi realizada utilizando a técnica de Análise Objetiva Estatística (ANOBES) (Pereira Filho *et al.*, 1998).

REGIÃO DE ESTUDO

A bacia do rio Barigüi possui as suas nascentes no município de Almirante Tamandaré, ao norte da região metropolitana de Curitiba (RMC). Seu traçado se desenvolve no sentido norte-sul até alcançar a margem direita do rio Iguaçu, representando uma extensão aproximada de 60 km. A bacia do rio Barigüi é formada por uma área de aproximadamente 279 km², localizada no Primeiro Planalto Paranaense, na RMC. A Figura 1 apresenta a localização da bacia do rio Barigüi.

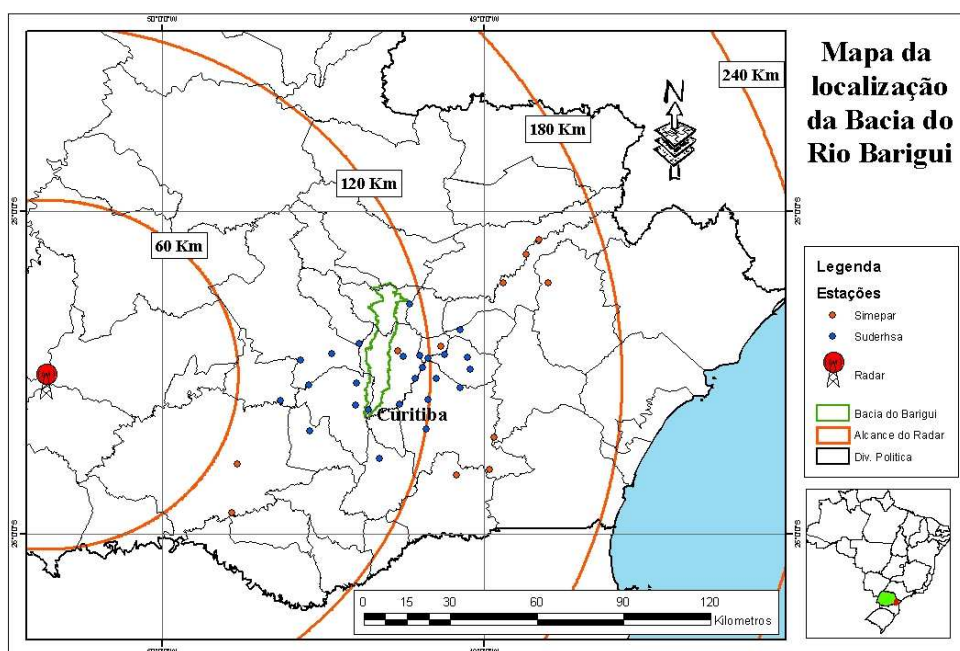


Figura 1. Localização da bacia do rio Barigui, estações hidrometeorológicas na RMC e radar meteorológico

Na cabeceira da bacia, encontra-se parte da formação geológica que constitui o Aquífero Karst, um dos mananciais abastecedores de água potável da RMC.

Atualmente na região norte da bacia, pertencente ao município de Almirante Tamandaré, predomina o uso rural do solo, com a ocorrência de núcleos urbanos dispersos, estando entre eles a cidade de Almirante Tamandaré. Na região média da bacia, que contém parte do município de Curitiba, a ocupação é urbana, com predominância dos usos residencial, comercial e serviços.

Mais ao sul, o rio Barigüi delimita a divisa entre os municípios de Curitiba (margem esquerda) e Araucária (margem direita). Nesta região predomina o uso industrial: Cidade Industrial de Curitiba, parte da Cidade Industrial de Araucária, a Refinaria da Petrobrás, entre outras.

A extremidade jusante da bacia do rio Barigüi é de uso predominantemente rural. As projeções demográficas indicam uma tendência de crescimento acentuado da urbanização na bacia, sendo estimado o aumento da sua população urbana atual (1999) de cerca de 546 mil habitantes para 860 mil habitantes no ano 2020.

A região de Curitiba é caracterizada por clima úmido, temperado e sem estação seca definida, com chuvas distribuídas ao longo do ano. A temperatura média de longo período é de 16,7°C, com variação entre 5,4°C a 37,8°C, com ciclo anual bem definido. A velocidade média do vento é maior nos meses de outubro a dezembro, variando ao longo do ano, de 1,9 m/s até 2,8 m/s, com uma média anual de 2,4 m/s. As direções predominantes do vento são de leste e nordeste. A umidade relativa varia de 79 % em agosto até 83 % em fevereiro, março, abril e maio, com uma média de longo período de 81,5 %, com maior amplitude entre janeiro a junho e menores de julho a dezembro. O relevo da maior parte da bacia apresenta altitudes em torno de 900 m em relação ao nível médio do mar. As maiores altitudes se encontram no limite norte da bacia, com máximo de 1210 m na serra de Betara, município de Almirante Tamandaré, próximo à divisa com o município de Rio Branco do Sul. As altitudes mais baixas estão em torno de 800 m, junto ao leito do rio Barigüi, no trecho que serve como divisa intermunicipal Araucária - Curitiba. A diferença de altitude da nascente até a foz do rio Barigüi é de 97 m.

DADOS

Foram utilizados neste estudo dados das redes telemétricas hidrometeorológicas do SIMEPAR

e da SUDERHSA (Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) na região metropolitana de Curitiba.

A SUDERHSA dispõe de uma rede telemétrica de 25 estações hidrológicas com medições de nível do rio e chuva em estações pluviométricas. Os pluviômetros são do tipo basculante, com resolução de 0,25 mm, e armazenam dados de precipitação acumulada a cada 15 minutos, com transmissão a cada 4 horas para a central de processamento e o armazenamento no Banco de Dados do SIMEPAR, em Curitiba. O período de dados disponível é de 1998 até o presente.

Na região metropolitana, foram utilizadas também as informações de 11 estações telemétricas hidrometeorológicas do SIMEPAR. Os pluviômetros também são do tipo basculante, com resolução de 0,2 mm, cujos dados horários são transmitidos e armazenados no SIMEPAR com frequência de 3 horas para as estações meteorológicas e 4 horas para as estações hidrológicas. O período de dados disponível é de 1996 até o presente.

Radar meteorológico do SIMEPAR

Atualmente, o SIMEPAR tem em operação um radar meteorológico Banda-S, Doppler, modelo DWSR-95S/EDGE, da *Enterprise Electronic Corporation* (EEC), instalado na região central do Paraná no município de Teixeira Soares, e em operação desde 1998. A cobertura qualitativa deste radar tem raio de 480 km e abrange todo o Paraná, Santa Catarina, parte do sul de São Paulo e norte do Rio Grande do Sul. A área quantitativa, com medidas de precipitação e vento radial é menor do que 240 km de raio, cobrindo o centro e leste do Paraná.

As características técnicas do radar e do sistema de medição e processamento dos dados podem ser obtidas em Beneti *et al.* (1998). A Tabela 1 abaixo apresenta um resumo das características técnicas do radar. Atualmente, o sistema de aquisição dos dados está configurado de forma a permitir uma alta resolução espacial de 1 km² e temporal entre 5 a 10 minutos.

Em situações de ocorrência de precipitação na área quantitativa do radar (240 km de raio) os dados volumétricos são medidos a cada 10 minutos de intervalo, com a utilização de duas estratégias de varredura: SURV480 com uma elevação da antena em 0 para avaliação da precipitação na área com raio de 480 km e o modo chuva, VOL240 para a medição volumétrica com medida de refletividade e velocidade radial Doppler com 12 elevações da antena, entre 0,5° e 9,2°.

Características técnicas	
Frequência de Operação	2,7 a 2,9GHz
Potência de Pico (mínimo)	850kW
Largura de Pulso	0,8 e 2,0 μ s
Freq. de Repetição de Pulso	250Hz a 934Hz
Polarização	Linear horizontal (possib. Dual)
Ganho da Antena	45dB nominal
Largura do feixe	0,9°
Lóbulos secundários	23db abaixo do lóbulo principal
MDS - Mínimo Sinal Detectável	-111dBm

Tabela 1. Características técnicas do radar DWSR-93S/EDGE do SIMEPAR

Diversos produtos são obtidos a partir dos volumes de dados do radar. O primeiro deles se refere ao *Plan Position Indicator* - PPI uma forma básica de visualização das variáveis medidas pelo radar num plano de elevação da antena constante. Devido à curvatura da Terra, a altitude do feixe de radar aumenta radialmente conforme o aumento da distância ao radar. O segundo, denominado de *Constant Altitude of Plan Position Indicator* ou CAPPI, integra o campo de precipitação num plano de altitude constante, ou seja em um plano paralelo à superfície terrestre. O CAPPI padrão do radar do SIMEPAR está em 3 km de altitude e tem resolução de 1 x 1 km. Este produto é obtido da seguinte forma: após a varredura completa do radar em todas as elevações da antena, seleciona-se a altitude desejada dentre as possíveis. Em seguida, o programa interpola as informações contidas em cada uma das elevações, conhecidas como PPI, formando assim o campo em um plano de altitude constante. O terceiro produto é o *Vertically Integrated Liquid* - VIL, que é uma integração vertical do ângulo elevacional mais baixo até o mais alto, numa coluna onde toda a água líquida é estimada a partir da refletividade do radar pela relação ZR para cada ponto de grade; entre outros.

A precipitação estimada com radar meteorológico foi obtida através de dados de refletividade para um CAPPI de 3 km e resolução de 1 km x 1km. O radar meteorológico do Paraná utiliza CAPPI de 3 km em virtude dos ecos de terreno. Há montanhas e vales na região. Além disso, a latitude é relativamente baixa. A isoterma de 0o C está em torno de 4 km de altitude e, portanto, a banda brilhante não interfere tanto nas estimativas de chuva no CAPPI de 3 km. Ainda, a velocidade dos sistemas precipitantes em latitudes extratropicais é relativamente baixa. Há então pouca discrepância entre a chuva medida na altitude de 3 km e a que chega na superfície. Outrossim, a precipitação acumulada utilizada pelo modelo hidrológico é obtida

de uma média espacial, o que minimiza as eventuais discrepâncias.

Inicialmente, converteu-se a refletividade (Z [mm^6m^{-3}]) em taxas de precipitação (R [mm h^{-1}]) utilizando-se a relação ZR de Marshall e Palmer - MP (Marshall e Palmer, 1948). Em geral, utiliza-se apenas a relação de transformação de refletividade em taxa de precipitação MP em virtude das constantes flutuações da mesma e várias fontes de erro inerentes ao radar meteorológico. Ou seja, na média é melhor trabalhar com a relação MP do que mudá-la constantemente por causa das outras fontes de erro. De qualquer forma, a técnica de análise objetiva apresentada a seguir integra a chuva acumulada estimada com radar e a medida com pluviômetro para reduzir o impacto da relação ZR e das demais fontes de erro.

INTEGRAÇÃO DAS MEDIÇÕES DE PRECIPITAÇÃO

A estimativa de precipitação com radar meteorológico do Paraná foi integrada com medições de chuva pelas redes telemétricas. Apesar dos erros de medição do radar e dos pluviômetros não serem conhecidos, as estimativas de chuva com o radar meteorológico e as medições de chuva com a rede de superfície podem ser combinadas para diminuir erros (Pereira Filho e Crawford 1995).

Análise objetiva estatística

O método de análise objetiva estatística (ANOBES) é um dos mais eficientes esquemas de interpolação de dados existentes. Este método foi inicialmente desenvolvido por Gandin (1963) *apud* Pereira Filho e Crawford (1995) e posteriormente recomendado pela Organização Meteorológica Mundial, para interpolação de dados hidrometeorológicos. Este método de interpolação, embora simples e dedutível matematicamente, foi pouco aplicado operacionalmen-

te até recentemente (Crawford, 1979; Creutin e Obled, 1982) por causa das limitações de processamento computacional. Com o advento de computadores com grande capacidade de processamento e armazenamento, e a um custo baixo, estas restrições ao uso do método ANOBES foram superadas.

O método ANOBES apresentado a seguir foi adaptado por Pereira Filho *et al.* (1998) para ser utilizado com dados da rede de radares de última geração NEXRAD "Next Generation Radar" (ou WSR-88D) dos Estados Unidos da América.

Matematicamente, a técnica de análise objetiva proposta pode ser escrita como:

$$P_a(x_i, y_i) = P_r(x_i, y_i) + \sum_{k=1}^K W_{ik} [P_g(x_k, y_k) - P_r(x_k, y_k)] \quad (1)$$

onde:

$P_a(x_i, y_i)$ precipitação analisada no ponto de grade i ;

$P_r(x_i, y_i)$ precipitação estimada pelo radar no ponto de grade i ;

$P_g(x_k, y_k)$ precipitação medida pelo pluviômetro no ponto k ;

$P_r(x_k, y_k)$ precipitação estimada pelo radar no pluviômetro no ponto k ;

W_{ik} peso *a posteriori* a ser determinado pela configuração de dados da rede;

K número de pluviômetros;

$x_{i(k)}$ e $y_{i(k)}$ coordenadas no ponto de grade $i(k)$.

Para derivar os pesos, supõem-se que os erros de observação e a precipitação estimada pelo radar não têm correlação e não tenham viéses. A variância esperada do erro da precipitação analisada, derivada a partir da equação 1, é minimizada em relação aos pesos W_{ik} . A expressão normalizada para os pesos é dada por:

$$\sum_{l=1}^K W_{ik} [\rho_{kl} + \varepsilon_k^2] = \rho_{ki} \quad 1 \leq k \leq K \quad (2)$$

onde:

ρ_{kl} é a correlação entre o erro do valor inicial dos pluviômetros k e l ;

ε_k^2 é o erro de observação normalizado;

ρ_{ki} é a correlação entre o erro do valor inicial do pluviômetro i e o ponto de grade k .

O método ANOBES procura minimizar a variância esperada do erro da análise que é norma-

lizada e definida como:

$$\varepsilon_a^2 = 1 - \sum_{l=1}^K \rho_{ki} W_{ik} \quad (3)$$

onde:

ε_a^2 é a variância esperada da análise.

A normalização é obtida utilizando as matrizes das covariâncias dos erros estimados, com algoritmos descritos em Daley (1991). A normalização pode ser utilizada na estimativa da distribuição espacial da variância do erro da análise e sua redução para cada ponto de análise. A matriz das covariâncias dos erros do valor inicial, utilizada para normalizar as equações 2 e 3, é a componente mais importante do método ANOBES. A exatidão da análise depende em grande parte desta matriz. Em Pereira Filho *et al.* (1998) encontram-se maiores detalhes da técnica e também o desenvolvimento das equações 1, 2 e 3.

O método ANOBES combina simplicidade e robustez para maximizar a precisão da estimativa de chuva em pontos de grade e, ao mesmo tempo, minimizar o erro da análise, tal que este seja menor que o menor erro observacional. As vantagens principais deste método são:

- A variância esperada do erro da análise é minimizada;
- O método ANOBES se utiliza de propriedades estatísticas dos sistemas precipitantes;
- Apenas pontos próximos ao ponto de análise são utilizados na interpolação;
- O método é simples e relacionado às propriedades físicas de interesse;

Portanto, a precipitação analisada é obtida na mesma grade e resolução do radar meteorológico do SIMEPAR, com resolução espacial de 1 km $\times$ 1km. O método ANOBES se fundamenta na integração das estimativas de chuva do radar meteorológico com as medições de pluviômetros.

A técnica de análise objetiva proposta por Pereira Filho *et al.* (1998) foi aplicada neste trabalho utilizando dados do radar meteorológico do Instituto Tecnológico SIMEPAR e a rede telemétrica de pluviômetros da região metropolitana de Curitiba, pertencentes ao SIMEPAR e a SUDERSHA. Neste trabalho utilizou-se apenas os dados de precipitação estimada pelo radar e

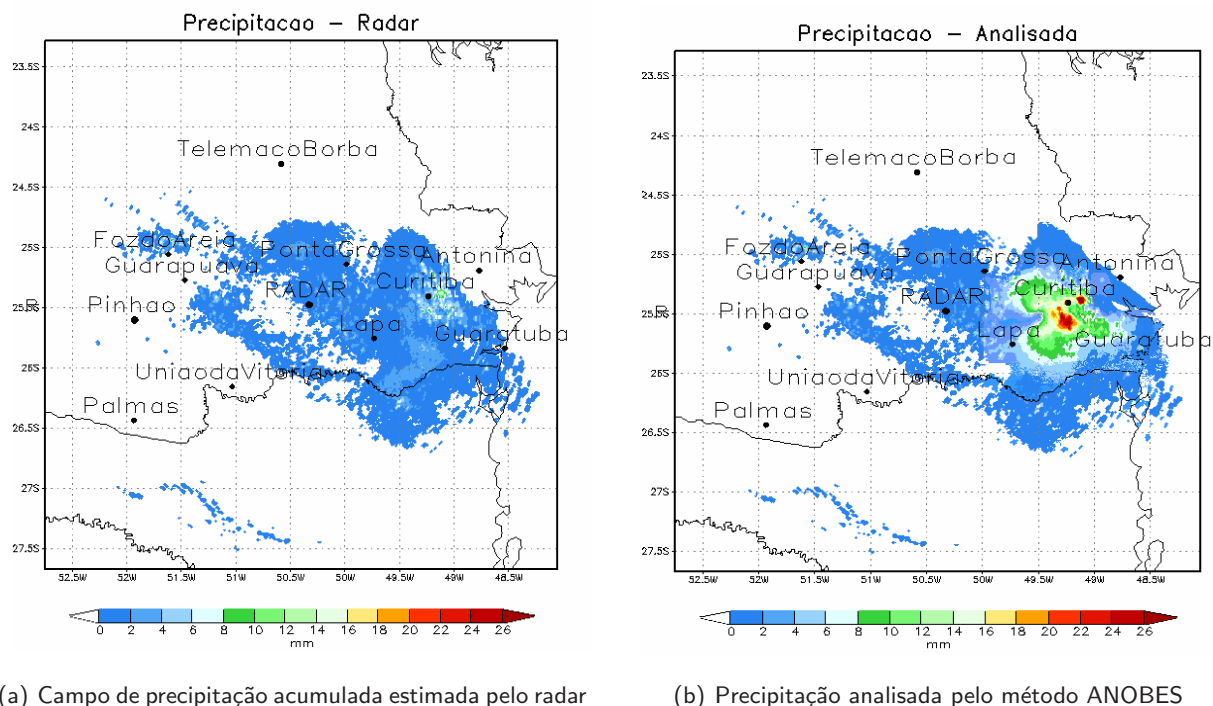


Figura 2. Campo de precipitação estimada com o radar meteorológico do SIMEPAR entre 03 h e 04 h do dia 11 de novembro de 2001. A escala de cores indica a precipitação acumulada em uma hora (mm)

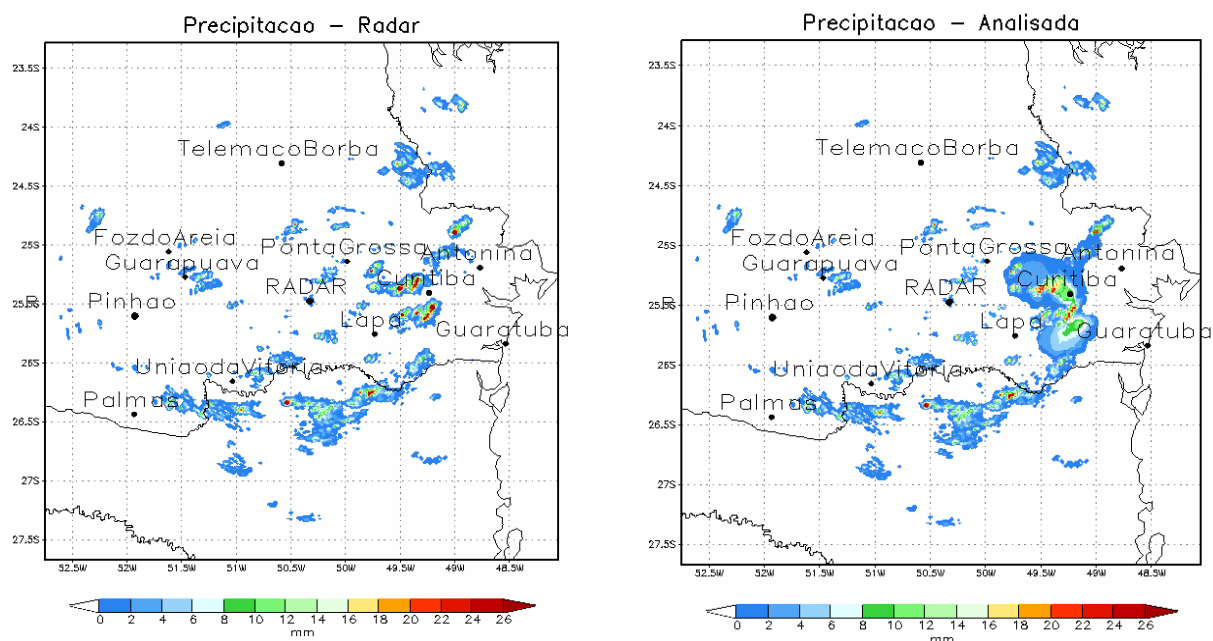
medida por pluviômetros com resolução temporal de 1 hora. Cabe ressaltar que o radar meteorológico estima a chuva num volume da atmosfera acima da superfície e, o pluviômetro mede a chuva num ponto da superfície. Pode haver grandes discrepâncias entre os dois sistemas (Pereira Filho *et al.*, 2002), mas pressupõe-se aqui que as medidas de chuva horária tenha maior representatividade espacial e que estão menos sujeitas a erros do que as respectivas estimativas do radar meteorológico.

A seguir são apresentados dois exemplos da integração dos dados de chuva estimados por radar meteorológico com os dados coletados por pluviômetros, por meio da técnica ANOBES. Na Figura 2 tem-se um exemplo desta integração para o dia 11 de novembro de 2001, para a chuva acumulada entre 03:00 h e 4:00 h local. Neste evento as chuvas foram provocadas pelo deslocamento de uma frente fria sobre a região. A Figura 2a mostra a chuva estimada pelo radar e a Figura 2b representa a chuva analisada, ou seja, o campo de chuva corrigido pelo método ANOBES.

A correção pelo método ANOBES incremen-

tou as precipitações na área da RMC se comparadas com as chuvas registradas pelo radar, concordando com os dados de pluviômetros. Quando os núcleos de precipitações de maior intensidade (tons verdes) ocorreram próximos das estações (Figura 2 a)) e estas registraram chuvas mais intensas, estas precipitações foram incrementadas na sua intensidade e área de abrangência (Figura 2 b)). Nas áreas mais afastadas da RMC, nordeste de Santa Catarina e proximidades do radar, a precipitação estimada pelo radar não sofreu alteração na sua intensidade e nem em sua distribuição espacial; isto se deve pela não influência dos pluviômetros localizados na RMC e pela não utilização de pluviômetros localizados nessas regiões.

A Figura 3 mostra um outro exemplo de integração de dados de radar e pluviômetros, para precipitação de origem convectiva, com distribuição espacial bastante irregular e forte intensidade. A chuva estimada pelo radar está representada na Figura 3 a), enquanto que a chuva analisada, ou seja, o campo de chuva corrigido pela ANOBES se encontra na Figura 3 b).



(a) Campo de precipitação acumulada estimada pelo radar

(b) Precipitação analisada pelo método ANOBES

Figura 3. Campo de precipitação estimada com o radar meteorológico do SIMEPAR entre 15 h e 16 h do dia 03 de abril de 2002. A escala de cores indica a precipitação acumulada em uma hora (mm)

O campo de precipitação estimado pelo radar aponta vários núcleos com precipitação intensa sobre o nordeste de Santa Catarina e leste do Paraná, principalmente sobre a RMC. Após a aplicação da ANOBES, houve uma diminuição da intensidade desses núcleos mais intensos. Isso pode ser explicado pelo fato dos núcleos serem bastante intensos e da existência de granizo nestes eventos, que causa um aumento da refletividade do radar.

O MODELO DE TRANSFORMAÇÃO CHUVA-VAZÃO

A previsão de vazões na bacia do rio Barigüi, local de estudo deste trabalho foi realizada com o uso de um modelo de transformação chuva-vazão IPH II (Tucci, 1998). Este modelo foi desenvolvido pelo Instituto de Pesquisas Hidráulicas/Universidade Federal do Rio Grande do Sul (IPH/UFRGS), no final da década de 70. O modelo IPH II faz parte de uma família de modelos desenvolvidos pelo IPH, sendo um modelo determinístico - conceitual, concentrado, para simulação chuva-vazão. O IPH II é um modelo simples com poucos parâmetros, baseado em

metodologias bem difundidas. O modelo é composto pelos seguintes algoritmos: i) Perdas por evaporação e interceptação, ii) Separação de escoamentos, iii) Propagação dos escoamentos superficiais e subterrâneos e iv) otimização dos parâmetros (quando for de interesse do usuário) Tucci (1987).

Perdas por evaporação e interceptação. A evaporação potencial é retirada da precipitação quando for inferior a esta, e em caso contrário, a evaporação potencial não satisfeita é atendida pelo reservatório de interceptação (cobertura vegetal e depressões). Quando este último reservatório está totalmente esgotado, o *déficit* de evaporação potencial passa a ser atendido pela água contida no solo, por meio da equação

$$ES_t = \frac{EP_t S_t}{S_{max}} \quad (4)$$

onde:

ES_t é a evaporação do solo no tempo t ;
 EP_t é a evaporação potencial no tempo t ;
 S_t é a umidade do solo no tempo t ;
 S_{max} é o teor máximo de umidade do solo.

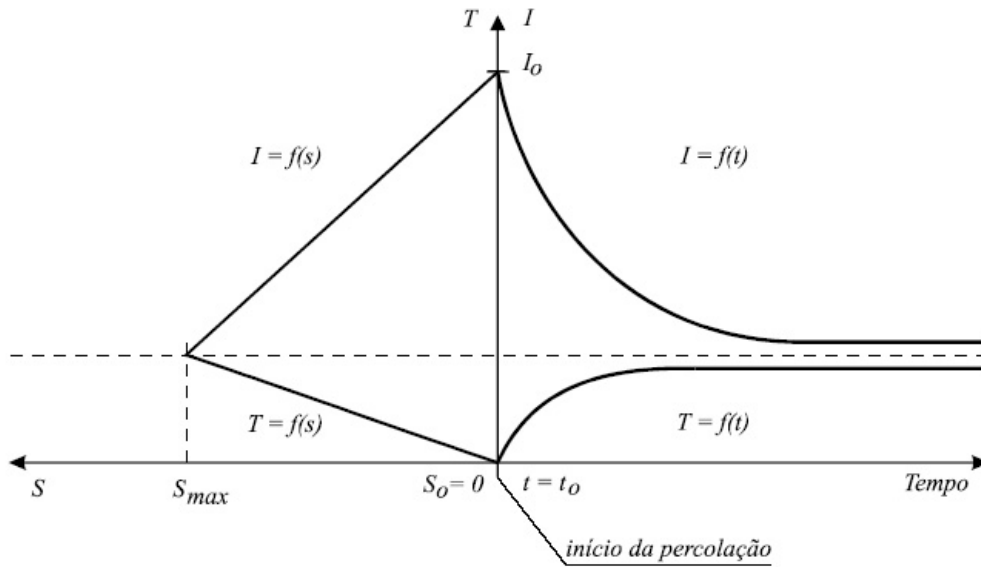


Figura 4. Representação gráfica das funções do algoritmo de infiltração

Quando a precipitação é maior que a evaporação potencial, a diferença é retida por interceptação até que sua capacidade máxima R_{max} seja satisfeita. A precipitação restante é finalmente utilizada no algoritmo de infiltração para o cálculo dos volumes superficial e percolado. Uma parte da precipitação resultante, devido às áreas impermeáveis, é escoada apenas superficialmente, sem passar pelo algoritmo de infiltração. O parâmetro utilizado para definir a porcentagem de área impermeável na bacia é o *IMP*.

Separação do escoamento. Utiliza-se o algoritmo de Horton (Horton, 1937) modificado dado por:

$$I = I_b + (I_0 - I_b)h^t \quad (5)$$

onde:

$$h = e^{-k}$$

I é a capacidade de infiltração no tempo t ;

I_b é a capacidade de infiltração mínima;

I_0 é a capacidade de infiltração para $t = 0$;

k é o parâmetro empírico relacionado ao tipo de solo;

e é a base dos logaritmos neperianos.

A percolação da camada superior do solo é definida pela equação (6)

$$T = I_b(1 - h^t) \quad (6)$$

A equação da continuidade aplicada à zona

superior do solo é expressa pela equação (7)

$$\frac{dS}{dt} = 1 - T \quad (7)$$

Substituindo as equações (5) e (6) na equação (7) e integrando, resulta na equação (8)

$$S = S_0 + \frac{l_0}{\ln h}(h^t - 1) \quad (8)$$

onde

S_0 é o estado de umidade do solo quando inicia a percolação;

l_0 é a capacidade de infiltração correspondente.

Isolando o termo h^t nas equações (5) e (6) e substituindo na equação (8), resultam as equações (9) e (10) para $S_0 = 0$. O algoritmo de infiltração está representado esquematicamente na Figura 4

$$S = a_i b_i l \quad (9)$$

$$S = a_t + b_t T \quad (10)$$

onde:

T é a percolação

$$a_i = \frac{-I_0^2}{\ln h(I_0 - I_b)} \quad b_i = \frac{I_0}{\ln h(I_0 - I_b)}$$

$$a_t = 0$$

$$b_t = \frac{-I_0}{\ln h I_b}$$

Duas situações podem ocorrer no cálculo dos volumes superficial e percolado, sendo que uma delas compreende duas alternativas. A precipitação utilizada em todos os cálculos é a que resulta da aplicação do algoritmo de perdas.

1. A precipitação é maior do que a capacidade de infiltração I_t . Neste caso, I_{t+1} , S_{t+1} e T_{t+1} são calculados pelas equações (5), (9) e (10) respectivamente. Os volumes superficial e percolado são determinados pelas equações (11) e (12) obtidas respectivamente da diferença entre volume precipitado e infiltrado, este último resultante da integração da equação de Horton e da integração da equação (6)

$$V_e = (P - I_b)\Delta t - \frac{(I_t - I_b)}{\ln h}(h\Delta t - 1) \quad (11)$$

$$V_p = I_b\Delta t + \frac{T_{t+1} - T_t}{\ln h} \quad (12)$$

2. A precipitação é menor do que a capacidade de infiltração I_t . Neste caso, o cálculo da capacidade de infiltração no fim do período é feito utilizando-se a equação (9). Para isso, no entanto, utiliza-se primeiramente a equação (14) oriunda da resolução do sistema formado pelas equações (10) e (13)

$$S_{t+1} = S_t + P\Delta t - \frac{(T_{t+1} + T_t)}{2}\Delta t \quad (13)$$

$$S_{t+1} = \frac{S_t \left(2 - \frac{\Delta t}{b_t}\right) + 2\Delta t P}{\left(2 + \frac{\Delta t}{b_t}\right)} \quad (14)$$

Nesta situação duas alternativas podem se apresentar:

- 2.1 $I_{t+1} > P$ - utiliza-se a equação (15) resultante da equação (13).

$$V_p = P\Delta t - S_{t+1} + S_t \quad (15)$$

- 2.2 $I_{t+1} < P$ - utiliza-se a equação (12), já mencionada. Neste caso, há necessidade de se dividir o intervalo de tempo Δt em duas partes, sendo Δt_x a duração do primeiro sub-intervalo, no final do qual $I_x = P$. Após o cálculo de S_x e T_x , através do mesmo encaminhamento dado no caso de $I_{t+1} > P$, extrai-se o valor de Δt_x da equação (13), obtendo-se a equação (16)

$$\Delta t_x = \frac{2b_t(S_x - S_t)}{2b_tP - S_x - S_t} \quad (16)$$

O volume escoado superficialmente no primeiro sub-intervalo será, portanto, nulo e o valor percolado resultará do uso da equação (15).

Para o segundo sub-intervalo valem as mesmas considerações feitas para o caso de $I_{t+1} < P$.

Propagação superficial e subterrânea - A propagação do volume superficial, determinado pelo algoritmo anterior, é realizada até a seção principal da bacia pelo modelo de Clark (Clark, 1945) que utiliza o histograma tempo-área (HTA) para representar o efeito de translação

$$P_t = \sum_{i=1}^t V_{e_{t-i+1}} f_i \quad (17)$$

onde:

P_t é a precipitação efetiva;

$V_{e_{t-i+1}}$ é o volume escoado superficialmente;

f_i é a ordenada do histograma tempo-área.

O histograma tempo-área pode ser determinado por meio do conhecimento detalhado da bacia hidrográfica. Quando não existem informações suficientes para este fim, pode-se utilizar o histograma tempo-área sintético, que é obtido supondo-se que o tempo de percurso é proporcional à distância do ponto em estudo à seção principal. Considera-se a área de contribuição relacionada ao tempo de percurso pela seguintes equações:

$$\begin{aligned} A_c &= aT'^n & \text{para } 0 < T' < 1/2 \\ A_c &= 1 - a(1 - T') & \text{para } 1/2 < T' < 1 \end{aligned}$$

onde:

A_c é a área contribuinte acumulada expressa relativamente à área total;

T' é o tempo em unidades do tempo de concentração t_c ;

n é o coeficiente que varia com a forma da bacia.

$$a = 0,5^{1-n}$$

O histograma tempo-área é dividido em K intervalos onde as ordenadas são:

$$f_i = (A_{c_i} - A_{c_{i-1}}) \quad \text{para } i = 1, 2, \dots, K$$

Para levar em conta o efeito do armazenamento, o hidrograma resultante do uso do histograma tempo-área é simulado através de um reservatório linear simples, conforme equação abaixo:

$$Q_{sup_t} = Q_{sup_{t-1}} e^{-\Delta t/K_{sup}} + P_t(1 - e^{-\Delta t/K_{sup}}) \quad (18)$$

onde:

Q_{sup_t} é a vazão de escoamento superficial no tempo t ;

K_{sup} é o coeficiente de recessão do escoamento superficial;

P_t é a precipitação efetiva no tempo t obtida a partir da equação (17).

Parâmetro	Descrição	Unidades
R_{max}	capacidade máx. do reservatório de intercepção	mm
S_{max}	teor máximo de umidade no solo	mm
I_0	capacidade de infiltração para $t = 0$	mm h^{-1}
I_b	capacidade de infiltração mínima	mm h^{-1}
k ou h	parâmetro empírico função do tipo de solo	h^{-1} ou adimen.
t_c	tempo de concentração	h
K_{sup}	coef. de recessão do escoamento superficial	h
K_{sub}	coef. de recessão do escoamento subterrâneo	h

Tabela 2. Parâmetros do modelo IPH II

A propagação do escoamento subterrâneo é calculada pela equação (18) com parâmetro K_{sub} (coeficiente de recessão) sendo que, neste caso, a entrada para o aquífero é o volume percolado V_{pt} utilizado na equação (18) em substituição a P_t .

Pode-se observar que para o caso de escoamento subterrâneo, quando V_{pt} é muito pequeno, a equação (18) com parâmetros e variáveis apropriadas converge para a equação de depleção do escoamento no sub-solo

$$Q_{subt} = Q_{subt-1} e^{-\Delta t/K_{sub}}$$

Mais detalhes dos algoritmos do modelo IPH II estão em Tucci *et al.* (1981) e Mine (1998).

Parâmetros - O modelo possui nove parâmetros característicos da bacia, apresentados na Tabela 2.

Os dados necessários para a calibração do modelo hidrológico IPH II são precipitação, vazão e evaporação. Os dados utilizados provieram de estações automáticas telemétricas operadas pela SUDERHSA e da estação meteorológica operada pelo IAPAR/UFPR (Instituto Agrônomo do Paraná/Universidade Federal do Paraná). O período de dados utilizado foi de 1999 a 2002, sendo selecionado cinco eventos durante este período, onde posteriormente dois destes casos foram descartados devido a problemas nos dados; a discretização temporal adotada foi de uma hora, devido a bacia ser pequena e os eventos serem relativamente curtos.

Inicialmente o modelo foi ajustado por tentativa e erro, individualmente para cada evento, permitindo que os parâmetros variassem de acordo com a busca das melhores estatísticas e do melhor resultado gráfico visual. Posteriormente os vários conjuntos de parâmetros foram reduzidos a um conjunto que melhor representasse todos estes eventos. Com isso, chegou-se a um

conjunto considerado “ideal” para o propósito do estudo, que foi o conjunto adotado para realizar as simulações, obtido por um refinamento final dos parâmetros, por calibração automática.

Na Tabela 3 são apresentados os eventos selecionados, os totais precipitados e a duração dos eventos em horas, os valores obtidos para os parâmetros em cada evento, além dos coeficientes η , dados pela expressão (19), e a relação entre o volume observado e o calculado V_o/V_c para os eventos analisados, como, também, o conjunto de parâmetros considerado ideal para o propósito do estudo

$$\eta = 1 - \frac{\sum(Q_o - Q_c)^2}{\sum(Q_o - \bar{Q})^2} \quad (19)$$

onde:

Q_o é a vazão observada;

Q_c é a vazão calculada;

$\bar{Q}$ é a vazão média observada;

η é o coeficiente de eficiência do modelo.

O coeficiente de eficiência do modelo dado pela equação (19) é uma medida de associação entre as vazões simuladas e observadas e seu valor varia entre -1 e 1. Se for igual a 1, há correlação linear perfeita na amostra, sem diferença entre os valores estimados e os valores reais. Por outro lado, se o coeficiente de eficiência for menor ou igual a 0, o modelo não tem utilidade para simular vazões.

Algumas características físicas e parâmetros importantes da bacia do rio Barigüi na estação de estudo, na fase de calibração são: a) teor máximo de umidade no solo $S_{máx}$ - 60 mm; b) tempo de concentração da bacia t_c = 6 h; c) taxa de impermeabilização IMP=40 % e d) para o parâmetro do HTA foi adotado $n = 1$ devido à forma retangular da bacia hidrográfica (Tucci, 1998).

Evento	Prec (mm)	Duração (h)	I_o (mmh ⁻¹)	I_b (mmh ⁻¹)	h	K_{sup} (h)	K_{sub} (h)	R_{max} (mm)	t_p (h)	η	V_o/V_c
16/10/99	34,7	14	30,00	0,30	0,70	6,00	100	9,00	6,0	0,97	0,96
10/03/01	42,1	16	37,00	0,30	0,70	9,00	100	4,00	6,0	0,96	0,93
22/07/01	20,4	5	15,00	0,20	0,60	5,00	100	3,00	6,0	0,95	1,00
Ideal			30,0	0,30	0,70	9,00	100	4,00	6,0		

Tabela 3. Resumo da calibração para os eventos selecionados

SIMULAÇÃO DOS EVENTOS

As simulações com o modelo IPH II foram realizadas para: 1) chuva medida com pluviômetros; 2) chuva estimada pelo radar meteorológico e calculada na área da bacia; 3) chuva analisada (radar mais pluviômetro) na região da bacia. A precipitação média sobre a bacia foi obtida das estimativas de chuva do radar e da técnica ANOBES que têm resolução espacial de 1 km × 1 km e com base em observações pluviométricas.

A Figura 5 apresenta os hidrogramas das vazões observadas e simuladas para os três conjuntos de dados de entrada de chuva e vazão observada. A Figura 5 a) mostra os resultados do evento do dia 19 de outubro de 2001, quando as chuvas foram provocadas por uma linha de instabilidade, ocasionando precipitações bem distribuídas espacialmente, fato este que resultou em vazões simuladas semelhantes, tanto para dados de chuva através de pluviômetros como para dados de chuva analisada. Já a vazão simulada com dados de chuva estimada pelo radar meteorológico foi subestimada, pelo fato das chuvas terem sido de intensidade fraca a moderada.

As vazões simuladas e observadas para o evento do dia 11 de novembro de 2001 estão representadas na Figura 5 b). Novamente, a vazão foi muito subestimada para dados de chuva de radar. Quando se utilizaram os dados de chuva analisada, a simulação melhorou significativamente, aproximando-se muito da vazão observada e da simulada a partir de dados de pluviômetros. Neste evento, a região ficou sob a influência de uma frente fria que provocou chuvas distribuídas espacialmente, mas de intensidade fraca a moderada. Por este motivo, as estimativas de precipitação feitas pelo radar meteorológico ficaram muito abaixo do observado, fato este evidenciado na simulação.

Na Figura 5 c), todas as simulações de vazões ficaram abaixo da observada, sendo que a simulada com pluviômetro foi a que menos representou o evento. Neste caso, a precipitação estava associada a uma linha de instabilidade que se

deslocou pela região, com distribuição espacial irregular. Nestes casos, a rede de pluviômetros não é densa o bastante para caracterizar a variabilidade espacial.

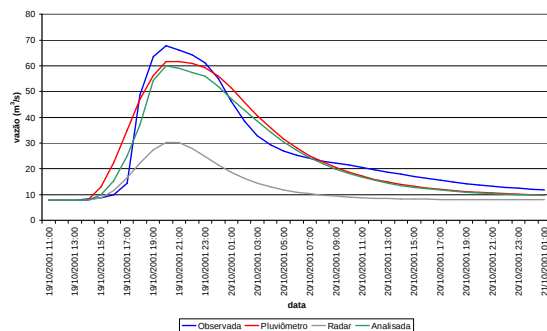
Nas Figuras 5 d) e 5 e), estão representadas as vazões observadas e simuladas para os eventos dos dias 10 de março de 2002 e 03 de abril de 2002, respectivamente. Nos dois casos, as precipitações foram provocadas por áreas de instabilidade que atingiram a região da bacia do rio Barigüi, com chuvas fortes localizadas e de curta duração. Devido à má distribuição espacial da chuva, as vazões simuladas com os pluviômetros ficaram bastante subestimadas novamente. Por outro lado, as simulações com dados de radar superestimaram as vazões. Isso pode ser explicado pelo fato de os núcleos serem bastante intensos e da existência de granizo nestes eventos, que causa um aumento da refletividade.

Na Tabela 4, estão apresentados os valores para o coeficiente de eficiência do modelo η , e a relação entre o volume observado e o calculado V_o/V_c para os eventos analisados.

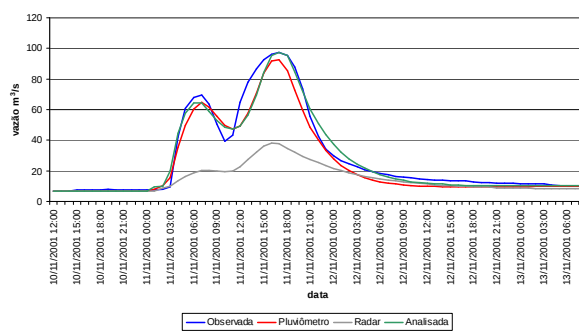
CONCLUSÕES

Este trabalho teve como objetivo principal a análise de resultados de simulação de vazão com dados de chuva estimados de radar meteorológico, pluviômetros e ambos integrados pela técnica ANOBES. As simulações foram realizadas utilizando o modelo IPH II e a área escolhida para a realização do estudo foi a bacia do rio Barigüi.

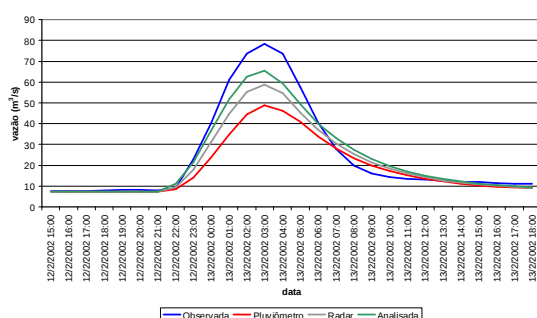
Para todos os eventos estudados os dados de radar não apresentaram um desempenho satisfatório, ora subestimando, ora superestimando os valores de precipitações e, conseqüentemente, as vazões, provavelmente devido à utilização de uma única equação ZR para a conversão da taxa de refletividade do radar em intensidade de precipitação. Os parâmetros dessa relação podem variar de acordo com o tipo de chuva (leves ou moderadas, células convectivas, etc). Podem ocorrer, ainda, variações na relação ZR dentro da tempestade, especialmente em células convectivas e também de uma tempestade para outra.



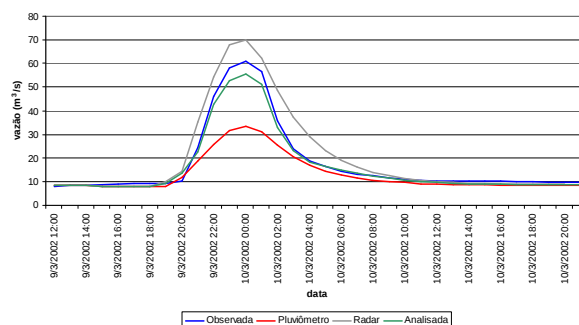
a) 19 de outubro de 2001



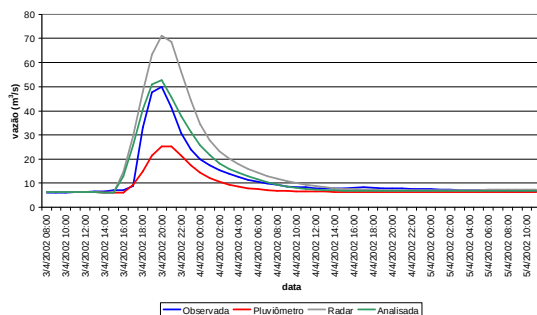
b) 11 de novembro de 2001



c) 13 de fevereiro de 2002



d) 10 de março de 2002



e) 03 de abril de 2002

Figura 5. Hidrogramas de cheia do rio Barigui observados (azul) e simulados: com dados de pluviômetros (vermelho); com dados de radar (cinza); e com a análise combinada de pluviômetros e radar (verde)

Os dados pluviométricos tiveram um bom desempenho em eventos onde as chuvas foram associadas com sistemas frontais, ou seja, quando as chuvas tiveram uma boa distribuição espacial. O contrário foi observado em situações em que as chuvas foram provocadas por áreas de instabilidades, com taxa de precipitação elevada num curto espaço de tempo e área de abrangência irregular e limitada.

O melhor desempenho global foi obtido com a chuva analisada, de acordo com os resultados da tabela 4, onde de maneira geral representaram bem todos os eventos. Recomenda-se a rea-

lização de novas simulações com maior número de eventos.

Apesar do caráter eminentemente acadêmico, o presente trabalho poderá contribuir para melhorar o desempenho de modelos hidrológicos e auxiliar os sistemas de alerta a inundações, podendo ainda aplicar a correção da chuva para outras áreas de cobertura do radar, e assim, utilizar essa informação quantitativa em modelos hidrológicos e também para diversas outras áreas, onde se apresentam grandes carências por informações de precipitação, com boa distribuição espacial e temporal.

EVENTO	TIPO	Valores de η e relação entre os volumes					
		CHUVA					
		PLUVIÔMETRO		RADAR		ANALISADA	
		η	V_o/V_c	η	V_o/V_c	η	V_o/V_c
19/10/01	Linha de instabilidade	0,93	0,99	0,21	1,91	0,93	1,08
10/01/01	Frente fria	0,95	1,13	0,24	1,93	0,96	1,02
12/02/02	Linha de instabilidade	0,75	1,28	0,83	1,17	0,94	1,05
09/03/02	Áreas de instabilidade	0,67	1,28	0,76	0,81	0,96	0,99
03/04/02	Áreas de instabilidade	0,48	1,56	0,32	0,74	0,89	0,91

Tabela 4. Coeficiente de eficiência de nash-sutcliffe e a relação entre os volumes para os eventos analisados

LISTA DE SÍMBOLOS

η - Coeficiente de eficiência de do modelo
 ρ_{kl} - Correlação entre o erro do valor inicial dos pluviômetros k e l
 ρ_{ki} - Correlação entre o erro do valor inicial do pluviômetro i e o ponto de grade k
 ε_k^2 - Erro observacional normalizado
 A_c - Área contribuinte acumulada expressa relativamente à área total
 e - Base dos logaritmos neperianos
 EP_t - Evaporação potencial no tempo t
 ES_t - Evaporação do solo no tempo t
 f_i - Ordenada i do histograma tempo-área
 I - Capacidade de infiltração no tempo t
 I_b - Capacidade de infiltração mínima
 I_0 - Capacidade de infiltração para $t = 0$
IMP - Percentagem de área impermeável
 k - Parâmetro empírico relacionado ao tipo de solo
 K_{sup} - Coeficiente de recessão do escoamento superficial
 K_{sub} - Coeficiente de recessão do escoamento subterrâneo
 n - Coeficiente do HTA que varia com a forma da bacia
 $P_a(x_i, y_i)$ - Precipitação analisada no ponto de grade i
 $P_r(x_i, y_i)$ - Precipitação estimada pelo radar no ponto de grade i
 $P_g(x_k, y_k)$ - Precipitação medida pelo pluviômetro no ponto k
 $P_r(x_k, y_k)$ - Precipitação estimada pelo radar no pluviômetro no ponto k
 P_t - Precipitação efetiva
 $\bar{Q}$ - Vazão média observada
 Q_c - Vazões calculadas
 Q_o - Vazões observadas
 Q_{sup_t} - Vazão de escoamento superficial no tem-

po t

R_{max} - Capacidade máxima do reservatório de interceptação

S_t - Umidade do solo no tempo t

S_{max} - Teor máximo de umidade do solo

t_p - Tempo de percurso

T - Percolação

T' - Tempo em unidades do tempo de concentração t_c

V_c - Volume calculado

V_e - Volume escoado superficialmente

V_o - Volume observado

$x_{i(k)}$ e $y_{i(k)}$ - Coordenadas no ponto de grade $i(k)$

W_{ik} - Peso a posteriori a ser determinado pela configuração de dados da rede

REFERENCIAS

- Beneti C.A.A., Nozu I. y Saraiva E.A., (1998). Monitoramento da precipitação e de eventos de tempo severo com radar meteorológico no estado do Paraná. En: Congresso Brasileiro de Meteorologia, X. CD-ROM, Brasília.
- Beneti, C.A.A., Calvetti L. y Pereira Filho A.J., (2002). Estimativa da Precipitação por Radar e Pluviômetros na Região Metropolitana de Curitiba - Resultados Preliminares. En: Congresso Brasileiro de Meteorologia, XI. CD-ROM, Foz do Iguaçu.
- Calvetti L., Beneti C. y Pereira Filho, A.J., (2003). Integração do radar meteorológico doppler do Simepar e uma rede pluviométrica para a estimativa da precipitação. En: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, XI. CD-ROM, Belo Horizonte.

- Clark C.O., (1945). Storage and the unit hydrograph. Transactions of the ASCE, 110, 1419–1446.
- Crawford K.C., (1979). Considerations for the design of a hydrologic data network using multivariate sensors. Water Resour. Res., 15, 1752–1762.
- Creutin J.D. y Obled C., (1982). Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: An objective comparison. Water Resour. Res., 18, 413–431.
- Daley R., (1991). Atmospheric Data Analysis. Cambridge University Press.
- Gandin L.S., (1963). Objective analysis of meteorological fields. English translation by R. Harding, 242 pp., Israel program for scientific translation, Jerusalem.
- Gonçalves F.M., (2005). Utilização de Radar Meteorológico em Hidrologia. Tese (Mestrado em engenharia) 116 f - Escola Politécnica da Universidade de São Paulo - São Paulo.
- Horton R.E., (1937). Determination of infiltration capacity for large drainage basins. Transactions of the American Geophysical Union, 8, 371.
- Marshall J.S. y Palmer W.McK., (1948). The distribution of raindrops with size. J. Meteor., 5, 165–166.
- Mine M.R.M., (1998). Método determinístico para minimizar o conflito entre gerar energia e controlar cheias. Tese (Doutorado em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) 146 f - UFRGS - Porto Alegre.
- Parker M.D. y Johnson R.H., (2000). Organizational Modes of Midlatitude Mesoscale Convective Systems. Monthly Weather Review, 128, 3413–3436.
- Pereira Filho A.J. y Crawford K.C., (1995). Integrating WSR-88D estimates and Oklahoma Mesonet measurements of rainfall accumulations: a statistical approach. American Meteorological Society In: Conference on radar meteorology, 27, 1995, Vail, Colorado., p. 240–242.
- Pereira Filho A.J., Crawford K.C. y Hartzell C.L., (1998). Improving WSR-88D Hourly Rainfall estimates. Weather and Forecasting. Vol 13, 1016–1028.
- Pereira Filho A.J., Negri A. y Nakayama P.T., (2002). An intercomparison of gauge, radar and satellite rainfall in the tropics. 1st Workshop on Precipitation Measurements, IPWG/CGMS/WMO, Madrid, Spain.
- Rigo T. y Llasat M.C., (2004). A Methodology for the Classification of Convective Structures using Meteorological Radar: Application to Heavy Rainfall Events on the Mediterranean Coast of the Iberian Peninsula. Natural Hazards and Earth System Sciences, Ed. European Geosciences Union, 4, no. 1, 59–68.
- Tucci C.E.M., Sánchez J. y Lopes M.O.S., (1981). Modelo IPH II de Simulação Precipitação-Vazão na Bacia: alguns resultados. In: Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos, Fortaleza. São Paulo: ABRH, 4, 83–103.
- Tucci C.E.M., (1987). Simulação no gerenciamento de recursos hídricos. In: BARTH, F.T. et al. Modelos para gerenciamento de recursos hídricos. São Paulo: Nobel: ABRH, Cap3.
- Tucci C.E.M., (1998). Modelos Hidrológicos. Associação Brasileira de Recursos Hídricos, Editora Universitária UFRGS, Porto Alegre.