

# APLICAÇÃO DE DISTRIBUIÇÃO GAUSSIANA PARA CÁLCULO DE CHUVA MÉDIA NA BACIA: ajuste conjunto com os parâmetros do modelo hidrológico e utilização na previsão de vazão.

*Ângelo Breda<sup>1</sup>; Eduardo Alvim Leite<sup>2</sup>; João Paulo Saboia<sup>3</sup>*

**RESUMO** --- O presente trabalho mostra a aplicação de um novo método de cálculo da chuva média em bacia, onde a espacialização da chuva foi aproximada por distribuições gaussianas a partir dos pluviômetros próximos. O local do estudo foi uma sub-bacia do Rio Iguaçu de 3.379 km<sup>2</sup>, sendo utilizado os dados de 6 pluviômetros dentro ou próximos à bacia. Os coeficientes de dispersão para a distribuição de cada pluviômetro foram ajustados conjuntamente com os parâmetros do modelo hidrológico através de um método de calibração automática mono-objetivo. As séries de simulação e previsão de vazão empregando este novo método foram comparadas com simulações utilizando um método tradicional de cálculo da chuva média. Os resultados apontaram um melhor desempenho da simulação de vazão ao utilizar a nova chuva, verificando-se ganhos no valor de erro médio da ordem de 5 m<sup>3</sup>/s e de 0,04 pontos para o coeficiente de Nash-Sutcliffe. Para a previsão de vazão os melhores resultados foram obtidos para previsões entre 48 e 72 horas a frente, com um ganho de até 3 m<sup>3</sup>/s nos índices de erro médio e de 0,005 a 0,020 para os coeficientes de Nash-Sutcliffe e Pearson.

**ABSTRACT** --- A new method for mean areal rainfall estimation was implemented in this study, where data for near rain gauges was scattered using a gaussian distribution for each one. The watershed considered is an Iguaçu River sub-basin with 3379 km<sup>2</sup> and a set of 6 rain gauges was used. The dispersion coefficients of each gaussian distribution was adjusted together with the rainfall-runoff model parameters using a mono-object automatic calibration procedure. Data series of river discharge at simulation and forecast mode, having the new rainfall method and a traditional one as input, was compared with observed data. The results show a better performance of discharge simulation using the new mean rainfall accounting method, which achieve gains around 5 m<sup>3</sup>/s for the absolute mean error and 0.04 points for Nash-Sutcliffe coefficient. In discharge forecast the best results was seen for prognostics between 48 and 72 forward hours, showing gains up to 3 m<sup>3</sup>/s in some error indicators, 0.005 points in Pearson correlation and 0.020 points in Nash-Sutcliffe coefficient.

**Palavras-chave:** Chuva média na bacia; calibração automática; previsão de vazão

---

<sup>1</sup> Pesquisador do Instituto Tecnológico SIMEPAR, Centro Politécnico da UFPR, 81531-980 Curitiba – PR. E-mail: angelo@simepar.br

<sup>2</sup> Pesquisador do Instituto Tecnológico SIMEPAR, Centro Politécnico da UFPR, 81531-980 Curitiba – PR. E-mail: alvim@simepar.br

<sup>3</sup> Pesquisador do Instituto Tecnológico SIMEPAR, Centro Politécnico da UFPR, 81531-980 Curitiba – PR. E-mail: awulll@simepar.br

## 1 – INTRODUÇÃO

A estimativa da chuva média em uma bacia hidrográfica é indispensável para simular sua vazão através de modelos hidrológicos do tipo conceitual chuva-vazão. Em geral, a chuva média em uma determinada área é obtida por uma soma ponderada dos registros em pluviômetros presentes nesta área, ou também por sensoriamento remoto a partir de dados de radar meteorológico e satélites (Kaiser e Porto, 2005). Singh e Birsoy (1975) compararam vários métodos de estimativa da chuva média por área e concluíram que métodos diferentes têm aplicabilidades diferentes, frente ao uso que se deseja fazer da série de dados. Lebel *et al.* (1987) chegaram a conclusões semelhantes ao aplicar técnicas diferentes de interpolação dos dados de pluviômetros e obterem séries semelhantes como resultado.

Todavia, normalmente os estudos que envolvem modelagem hidrológica concebem a série de chuva média antes da etapa de ajuste de parâmetros do modelo hidrológico empregado. Embora haja estudos que incluem as incertezas da série de chuva, normalmente as limitações do método para estimar a chuva média são negligenciadas. Há uma relativa dificuldade de aplicar estas metodologias mais complexas e também incompreensão dos resultados pelo usuário final do modelo (Passerat de Silans *et al.*, 2009). Mesmo quando se aborda a simulação de vazão através de um modelo distribuído, incertezas sobre a chuva ocorrida nas células em que não há posto de monitoramento afetam a qualidade dos resultados. É importante ressaltar que a maioria das bacias hidrográficas brasileiras dispõe de uma densidade de pluviômetros inferior ao desejado. Assim, registros pontuais são extrapolados para áreas muito grandes, incompatíveis com a escala espacial da distribuição da chuva.

Neste trabalho é introduzida uma nova abordagem no modo de se computar a chuva média de uma bacia hidrográfica a ser simulada. Supondo que a distribuição espacial da chuva a partir dos registros nos pluviômetros assemelhe-se a uma distribuição gaussiana, e que, para cada pluviômetro utilizado haja um coeficiente de dispersão próprio, a chuva média na bacia resultante será a sobreposição das distribuições da chuva de cada pluviômetro, sobre a área da bacia. Entretanto, para determinar o valor destes coeficientes de dispersão, os mesmos são tratados como parâmetros a serem calibrados conjuntamente com os parâmetros do modelo hidrológico. Deste modo, o objetivo deste trabalho é implementar um algoritmo para otimização mútua do modelo hidrológico e do método para cálculo da chuva média. Como resultado espera-se uma melhora significativa na qualidade da vazão simulada por este método em relação à simulação utilizando um método mais simples para computar a chuva média. Consequentemente, também se espera que a qualidade da predição da vazão utilizando-se o modelo conceitual adotado deve responder da mesma maneira.

Todos os métodos utilizados: (i) algoritmo de calibração; (ii) modelo hidrológico; (iii) método de cálculo da chuva média e (iv) índices estatísticos para avaliação são descritos na próxima seção. Os resultados obtidos e as análises realizadas são apresentados na terceira seção do trabalho, seguida das conclusões finais obtidas neste estudo.

## 1.1 – Área de estudo

Para testar a nova metodologia aplicada neste trabalho foi escolhida uma sub-bacia do Rio Negro, afluente do Rio Iguaçu, localizada na divisa entre os estados do Paraná e de Santa Catarina. A Figura 1 exibe com maior clareza a localização, relevo e hidrografia da bacia estudada, além da localização dos postos de monitoramento pluviométrico utilizados.

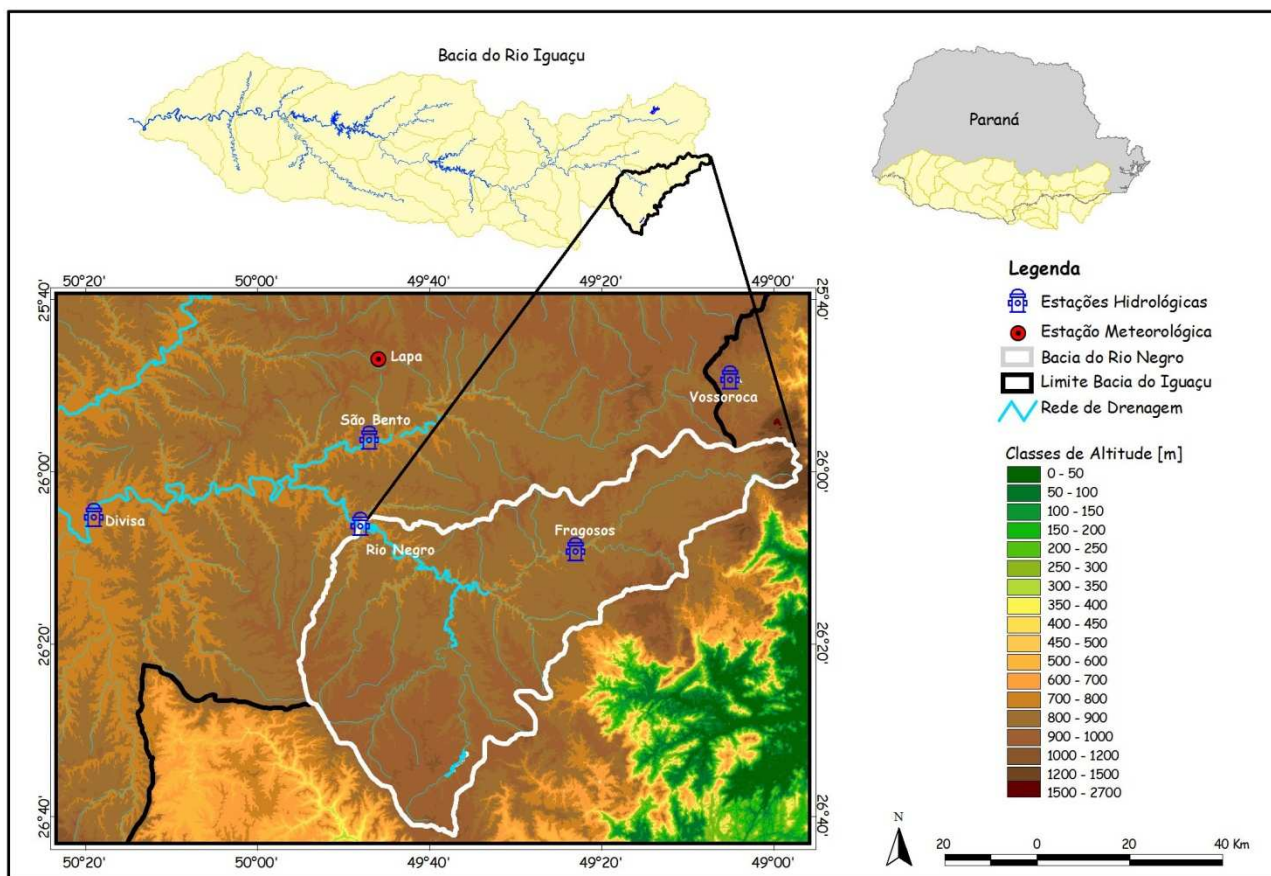


Figura 1 – Localização da área de estudo e da rede de monitoramento pluviométrico

A bacia hidrográfica modelada tem uma área de aproximadamente 3.379 km<sup>2</sup>, apresentando uma vazão média da ordem de 79 m<sup>3</sup>/s com desvio-padrão de 56 m<sup>3</sup>/s. A vazão máxima e mínima anual costuma ser da ordem de 340 e 25 m<sup>3</sup>/s, respectivamente.

Segundo a classificação de Köppen esta bacia está inserida em um clima do tipo cfb, ou seja, clima subtropical úmido (mesotérmico), com média do mês mais quente inferior a 22°C e do mês mais frio inferior a 18°C, sem estação seca, verão brando e geadas severas, demasiadamente frequentes. Quanto ao regime pluviométrico, com base na série histórica de registros dos pluviômetros inseridos na bacia, o acumulado anual médio é de 1.400 mm, sendo que os acumulados mensais podem variar entre 20 e 370 mm aproximadamente.

Para obter as séries de chuva média na bacia de estudo foram utilizados dados dos 6 pontos de monitoramentos (5 hidrológicos e 1 meteorológico) exibidos na Figura 1. Nota-se que a localização das estações é prioritariamente a Norte da bacia, havendo apenas um posto no interior da mesma e outro em sua exutória. Como método de referência para cálculo da chuva média foi utilizado uma soma ponderada entre os registros destas estações, cujos pesos são inversamente proporcionais à distância entre os postos e o centróide da bacia. A Tabela 1 traz mais informações sobre cada ponto de monitoramento e respectiva distância ao centro da bacia.

Tabela 1 – Lista dos postos de monitoramento pluviométrico utilizados no cálculo da chuva média

Nome	Código SIMEPAR	Longitude	Latitude	Distância ao centro da bacia
Fragosos	26094923	-49,3833°	-26,1500°	19,85 km
Rio Negro	26064948	-49,8000°	-26,1000°	32,45 km
São Bento	25564947	-49,7833°	-25,9333°	44,15 km
Lapa	25474946	-49,7666°	-25,7833°	58,61 km
Vossoroça	25494905	-49,0833°	-25,8166°	67,41 km
Divisa	26055019	-50,3166°	-26,0833	81,36 km

## 2 – MÉTODOS

Para atingir os objetivos deste trabalho foram implementados um algoritmo de calibração automática mono-objetivo, o modelo hidrológico SAC-SMA – que é do tipo conceitual chuva-vazão – e escolhido um método de representação espacial da chuva a partir dos dados dos pluviômetros através de uma distribuição do tipo gaussiana.

A base de dados hidrológicos utilizados neste estudo consiste em séries de 6 horas de: (i) evapotranspiração potencial estimada pelo método de Penman-Monteith; (ii) chuva em 6 pluviômetros dentro ou próximos à bacia hidrográfica modelada; (iii) vazão da exutória obtida a

partir do monitoramento de nível e convertido por curva-chave. Os dados observados e estimados foram obtidos pela rede telemétrica do Instituto Tecnológico SIMEPAR. O período destas séries de dados compreende os anos de 2005 a 2010, sendo utilizado o período entre 2005 e 2009 para calibração dos parâmetros e o ano de 2010 para verificação dos resultados obtidos.

## 2.1 – Algoritmo de calibração automática mono-objetivo

Para este trabalho foi adotado o método de calibração automática mono-objetivo denominado *Shuffle Complex Evolution* (SCE) desenvolvido por Duan *et al.* em 1992, na Universidade do Arizona. Sua descrição completa e detalha também pode ser encontrada em Breda (2008).

Basicamente, o SCE alia processos de algoritmo genético com métodos do *Simplex Downhill* (Nelder e Mead, 1965) e redução progressiva do espaço de busca, além de implementar o processo de mistura dos complexos. Segundo seus desenvolvedores, a união dos pontos fortes de todas estas técnicas no SCE o torna um algoritmo robusto para busca do ótimo global de uma função objetivo. A Figura 2 mostra um exemplo simples de como o SCE funciona, em que dois complexos são evoluídos separadamente, então misturados, e evoluídos novamente resultando na convergência para o mínimo global da função objetivo.

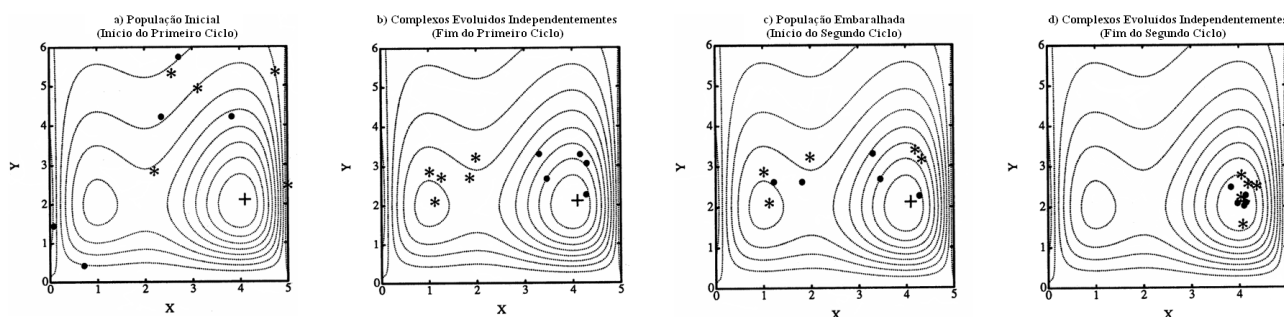


Figura 2 – Ilustração do procedimento do algoritmo SCE (adaptado de Duan *et al.*, 1992)

As buscas das regiões de ótimo da função objetivo são realizadas através do algoritmo *Competitive Complex Evolution* (CCE), que é parte integrante do SCE. Este algoritmo é bastante semelhante ao *Simplex*, porém, contendo o passo de mutação, que nada mais é do que o sorteio de um novo ponto, no espaço circunscrito ao da família de pontos já existente, quando o limite de algum parâmetro é excedido. A Figura 3 exhibe graficamente o processo realizado pelo CCE.

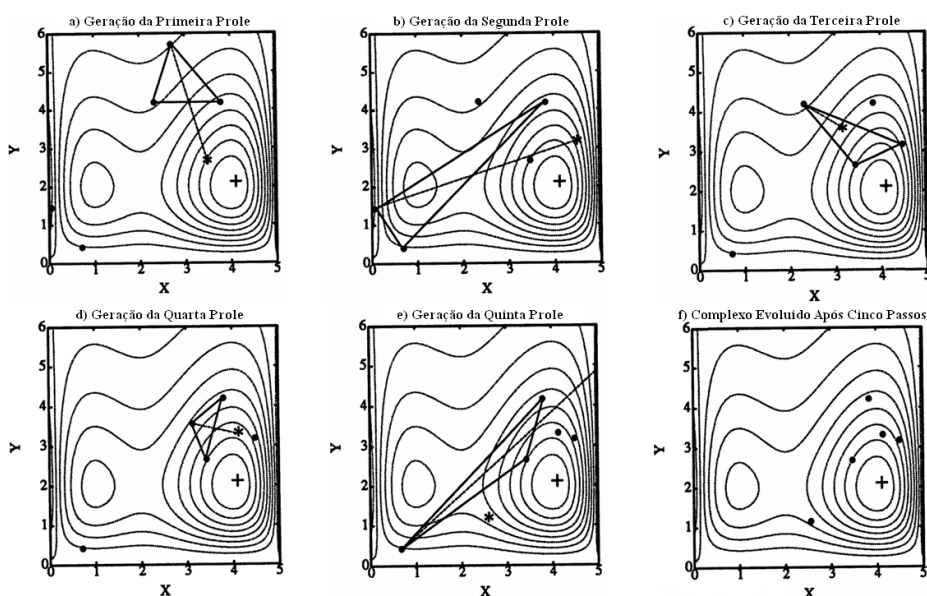


Figura 3 - Ilustração do procedimento do algoritmo CCE (adaptado de Duan *et al.*, 1992)

A função objetivo adotada pelo algoritmo de calibração pode direcionar a busca de conjunto de parâmetros que apresentem melhor desempenho em certas situações hidrológicas que em outras (Simon e Diskin, 1977). Nos experimentos realizados para este trabalho foi utilizado o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe, equação (9). Por computar o erro quadrático entre vazão simulada e observada ele tende a ajustar os parâmetros para representar melhor os picos de cheias e períodos de vazão alta. Este é um comportamento normalmente desejado na previsão de cheias.

Como visualizado na figura acima, deve-se estabelecer limites viáveis para os parâmetros em processo de ajuste. No presente trabalho o SCE foi empregado para ajustar um total de 23 parâmetros, sendo 15 deles presente na formulação do modelo hidrológico, 2 do modelo de propagação em canal, completando com 6 coeficientes para determinar a dispersão da chuva em cada pluviômetro utilizado. Com base nos estudos de Anderson *et al.* (2006) foram determinados os limites para os parâmetros do modelo hidrológico SAC-SMA, enquanto que os limites dos coeficientes de dispersão foram estipulados com base na dimensão da área de estudo. Para os limites do modelo de propagação em canal foram utilizados limites determinados pelo autor, com base em vários experimentos de calibração já realizados para a região do local de estudo.

A Tabela 2 traz os limites, mínimo e máximo, para cada um dos parâmetros calibrados nos experimentos realizados para este trabalho.

Tabela 2 – Limites viáveis dos parâmetros ajustados automaticamente

Parâmetro	Contexto	Unidade	Valor Mínimo	Valor Máximo
UZTWM	SAC-SMA	mm	10	300
UZFWM	SAC-SMA	mm	5	150
LZTWM	SAC-SMA	mm	10	500
LZFFM	SAC-SMA	mm	10	1000
LZFSM	SAC-SMA	mm	5	500
UZK	SAC-SMA	dia <sup>-1</sup>	0,100	0,750
LZPK	SAC-SMA	dia <sup>-1</sup>	0,001	0,050
LZSK	SAC-SMA	dia <sup>-1</sup>	0,010	0,350
PCTIM	SAC-SMA	%	0,00	0,10
ADIMP	SAC-SMA	%	0,00	0,50
PFREE	SAC-SMA	%	0,00	0,10
ZPERC	SAC-SMA	adim.	5	350
REXP	SAC-SMA	adim.	1,0	5,0
RSERV*	SAC-SMA	%	0,0	1,0
SIDE	SAC-SMA	adim.	0,0	8,0
$\beta$	Propagação	dia <sup>-1</sup>	0,01	1,0
$\eta$	Propagação	adim.	0,50	1,50
$\sigma_{(1,2,3,4,5,6)}$	Coefficientes de dispersão	m	5.000	100.000

\* Foi realizada uma modificação em relação ao algoritmo original do SAC-SMA.

## 2.2 – Modelo hidrológico

O modelo hidrológico *Sacramento – Soil Moisture Accounting* é um modelo do tipo conceitual chuva-vazão, desenvolvido por Burnash (1995). O SAC-SMA é utilizado pela agência estadunidense National Weather Service (NWS) na previsão de cheias para todo o Estados Unidos, além de ser amplamente utilizado em diversos estudos de simulação hidrológica.

Este modelo contempla duas camadas de solo, uma superficial e outra mais profunda, e divide a umidade contida nestas camadas em água livre (*free water*) e água de tensão capilar (*tension water*). Através do volume de água presente nestas camadas e os dados de precipitação média e a evapotranspiração potencial fornecidos ao modelo, o deslocamento da umidade é contabilizado por balanço de massa. Neste processo são computados escoamentos laterais (drenagem) no solo,

evapotranspiração ocorrida, percolação da água entre as camadas do solo, escoamento direto proveniente de chuvas sobre a área impermeável da bacia e, quando saturada a capacidade de infiltração do solo, escoamentos superficiais. A Figura 4 esboça um esquema dos princípios hidrológicos envolvidos no algoritmo do SAC-SMA.

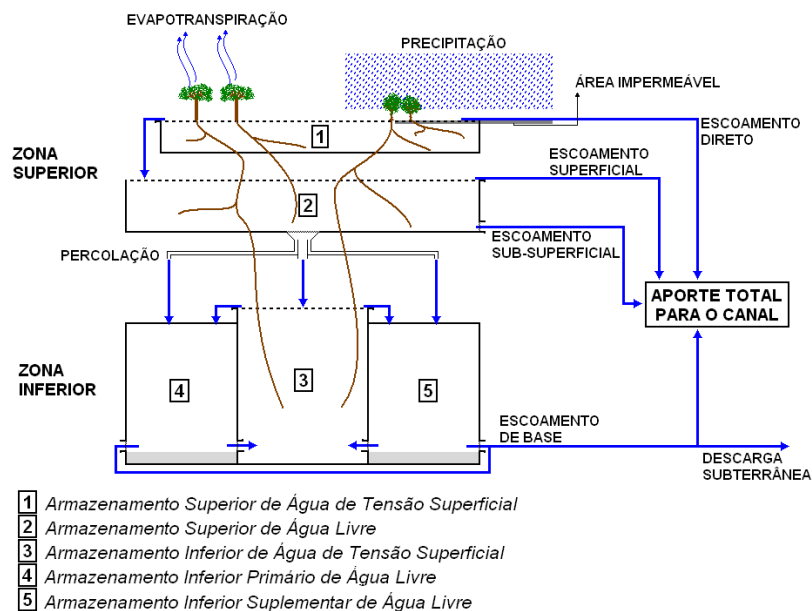


Figura 4 – Esquema da contabilidade da umidade do solo e geração de escoamentos pelo modelo hidrológico SAC-SMA

Como resultado final o SAC-SMA retorna o aporte total para os corpos hídricos da bacia. Este escoamento necessita então ser propagado para considerar o efeito do deslocamento da água em canal até a seção da exutória da bacia, onde há o monitoramento da vazão do rio para contrastar com o resultado gerado pelo modelo hidrológico. Para simular esta etapa foi acoplado um simples modelo de propagação composto por dois reservatórios conceituais não-lineares dispostos em série, tal como apresentado no esquema da Figura 5. O aporte para o canal estimado pelo modelo hidrológico é a variável de entrada, enquanto que a vazão propagada é obtida por:

$$Q = \beta R^\eta, \quad (1)$$

onde  $Q$  é a vazão propagada,  $R$  é o volume do reservatório  $\beta$  e  $\eta$  são os parâmetros do modelo. A descrição mais detalhada deste método está presente em Breda (2008).



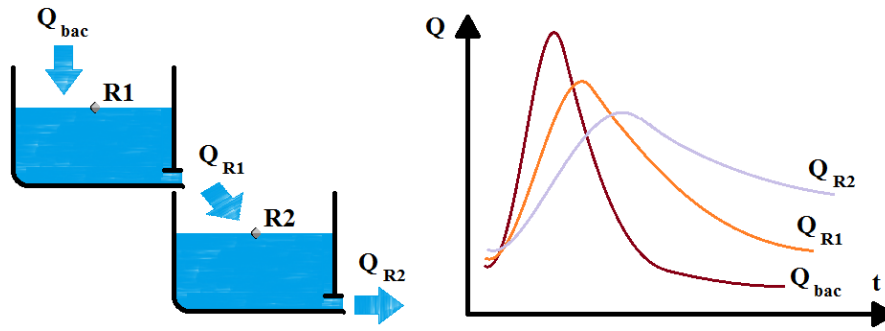


Figura 5 – Ilustração do modelo de propagação em canal por reservatórios em série.

### 2.3 – Estimativa da chuva média na bacia

Para computar a distribuição espacial da chuva a área da bacia modela foi representada por uma malha de 3.441 *pixels*, distribuídos de forma homogênea, idealizada pelo corpo técnico do SIMEPAR na geração de produtos com base no monitoramento realizado por radar meteorológico. Trata-se de uma malha relativamente densa, pois cada *pixel* representa uma área de aproximadamente 1 km<sup>2</sup>.

O método utilizado no cômputo da chuva média considerou que a chuva se distribui de forma semelhante a uma função gaussiana, sendo o valor registrado no pluviômetro o valor central desta distribuição, decaindo a medida que se afasta espacialmente do ponto de monitoramento. Obviamente, por estar sendo empregados seis pluviômetros a chuva em cada *pixel* é uma composição da distribuição da chuva para cada pluviômetro, obtida por:

$$C_i = \sum_{p=1}^{NP} C_p \times \exp\left(-\left(\frac{d_{i,p}}{\sigma_p}\right)^2\right), \quad (2)$$

onde  $C_i$  é a chuva estimada para o *pixel*  $i$ ,  $NP$  é o número de pluviômetros utilizados,  $C_p$  é a chuva no pluviômetro  $p$ ,  $d_{i,p}$  é a distância em metros entre o *pixel*  $i$  e o pluviômetro  $p$ , e  $\sigma_p$  é o coeficiente de dispersão para o pluviômetro  $p$ , ajustado pelo algoritmo de calibração automática. A chuva média resultante na bacia é então obtida pela média aritmética simples dos valores estimados da chuva em cada *pixel*:

$$C_G = \frac{\sum_{i=1}^{Nx} C_i}{Nx}, \quad (3)$$

sendo  $C_G$  a chuva média na bacia obtida pela distribuição gaussiana e  $Nx$  é o número de *pixels*.

O efeito do coeficiente de dispersão na distribuição da chuva pode ser entendido melhor observando-se a Figura 6. Nesta figura nota-se claramente que coeficientes maiores resultam em distribuições espaciais mais amenas, ou seja, o decaimento do valor da chuva com a distância ao

pluviômetro é atenuado. Do oposto, coeficientes pequenos resultam em uma distribuição mais concentrada em torno do ponto de monitoramento, exercendo pouca influência no cômputo da chuva a distâncias maiores.

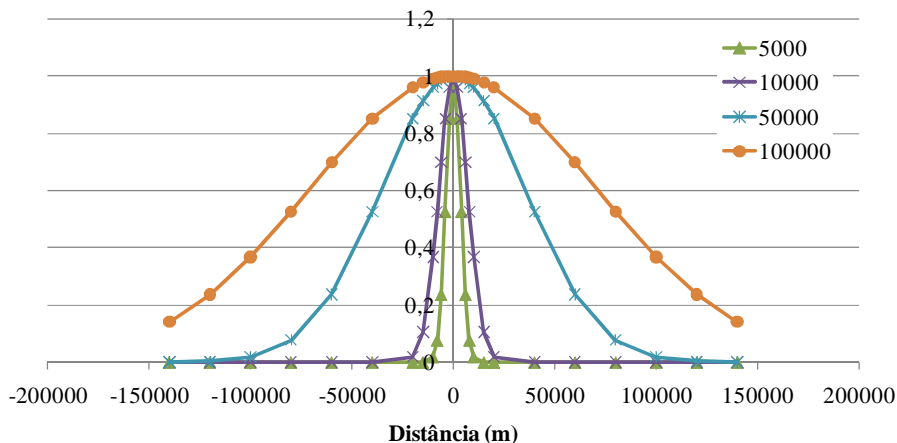


Figura 6 – Efeito do valor do coeficiente de dispersão na distribuição gaussiana

Além da chuva média calculada pelo procedimento descrito, uma segunda série desta variável foi obtida por um método mais simples, utilizando uma média ponderada entre os registros dos pluviômetros. O peso atribuído a cada estação foi inversamente proporcional ao quadrado da distância entre os pluviômetros e o centróide da bacia, conforme:

$$C_{D2} = \frac{\sum_{p=1}^{NP} \left( \frac{C_p}{d_p^2} \right)}{\sum_{p=1}^{NP} \left( \frac{1}{d_p^2} \right)}, \quad (3)$$

onde  $C_{D2}$  é a chuva média na bacia computada pela ponderação do inverso do quadrado da distância e  $d_p$  é a distância do pluviômetro  $p$  ao centróide da bacia.

## 2.4 – Procedimento de avaliação dos resultados

Para poder comparar os resultados da modelagem e previsão de vazão, hora utilizando a chuva média computada pelo método de referência, hora pela chuva obtida pela distribuição gaussiana, foram utilizados alguns parâmetros estatísticos que medem a qualidade das séries simuladas e previstas em relação à série de vazão observada no posto da exutória da bacia. Através da comparação entre os parâmetros obtidos pode-se então analisar o real impacto do uso do novo procedimento de cálculo da chuva média no resultado final do modelo hidrológico.

Para este trabalho foram idealizados seis parâmetros estatísticos. O primeiro é o erro absoluto médio (*EAM*), obtido pela equação (4):

$$EAM = \frac{\sum_{i=1}^N |Q_{obs,i} - Q_{sim,i}|}{N}, \quad (4)$$

onde  $Q_{obs,i}$  e  $Q_{sim,i}$  são a vazão observada e simulada no momento  $i$ , respectivamente e  $N$  é a quantidade de dados na série utilizada. *EAM*,  $Q_{obs}$  e  $Q_{sim}$  são fornecidos em  $m^3/s$ .

O segundo parâmetro estatístico computado foi o erro relativo médio (*ERM*), dado em porcentagem:

$$ERM = \frac{100}{N} \times \sum_{i=1}^N \frac{|Q_{obs} - Q_{sim}|}{Q_{obs}}. \quad (5)$$

As equações (6) e (7) representam a contabilidade do erro positivo médio (*EPM*) e do erro negativo médio (*ENM*) respectivamente. O primeiro retorna o valor médio da diferença entre as séries de vazão nos momentos em que a vazão simulada foi superior à vazão modelada e, o segundo, nos momentos em que ocorreu o oposto:

$$EPM = \frac{1}{N_p} \times \sum_{i=1}^N \begin{cases} Q_{sim,i} - Q_{obs,i} & ,se \quad Q_{sim,i} - Q_{obs,i} \geq 0 \\ 0 & ,se \quad Q_{sim,i} - Q_{obs,i} < 0 \end{cases}, \quad (6)$$

$$ENM = \frac{1}{N_N} \times \sum_{i=1}^N \begin{cases} 0 & ,se \quad Q_{sim,i} - Q_{obs,i} > 0 \\ Q_{sim,i} - Q_{obs,i} & ,se \quad Q_{sim,i} - Q_{obs,i} \leq 0 \end{cases}, \quad (7)$$

onde  $N_p$  é a quantidade de dados da série em que a vazão simulada esteve acima da vazão observada e  $N_N$  a quantidade dos dados na situação oposta. O *EPM* e o *ENM* são dados em  $m^3/s$ .

Para medir a qualidade da vazão simulada em reproduzir a tendência da variação da vazão observada foi utilizado o coeficiente de correlação linear de Pearson ( $r$ ), conforme:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - \mu_{obs})(Q_{sim,i} - \mu_{sim})}{N \sigma_{obs} \sigma_{sim}}, \quad (8)$$

sendo  $\mu_{obs}$  e  $\mu_{sim}$  o valor médio das séries de vazão observada e simulada, respectivamente, e  $\sigma_{obs}$  e  $\sigma_{sim}$  o desvio-padrão destas.

Por fim, foi computado o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe ( $e$ ), o qual é utilizado com frequência na avaliação de estudos hidrológicos. Calculado conforme a equação (9), este índice também foi empregado como função objetivo na etapa de calibração.

$$e = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - \mu_{obs})^2}, \quad (9)$$

Ao contabilizar os parâmetros estatísticos para as séries de previsão de vazão, o dado de vazão simulada utilizado nas equações passa por um ajuste denominado de “ancoragem”, matematicamente definido por:

$$Qp_{i,H} = Q_{sim,i} + (Q_{obs,i-H} - Q_{sim,i-H}), \quad (10)$$

onde  $Qp_{i,H}$  é a vazão prevista para o momento  $i$  com  $H$  horas de antecedência. Este procedimento tem por finalidade corrigir o erro sistemático (*bias*) entre a série modelada e observada no momento da previsão.

### 3 – RESULTADOS

Os resultados produzidos neste trabalho foram divididos em três seções específicas. A primeira reúne aqueles referentes ao uso da modelagem hidrológica para a simulação de vazão e os efeitos do tipo de chuva média usado sobre o modelo. Posteriormente são analisados os impactos na previsão da vazão para a bacia em estudo e por último é feita uma análise sobre as distribuições gaussianas resultantes do ajuste automático.

#### 3.1 – Simulação hidrológica

A primeira análise realizada baseou-se nos resultados obtidos pela simulação de vazão utilizando os parâmetros ajustados pela calibração automática. Este procedimento utilizou o coeficiente de Nash-Sutcliffe (equação (9)) como função objetivo e os dados hidrológicos do período de 2005 a 2009, tanto na calibração com a chuva média na bacia obtida pela distribuição gaussiana,  $C_G$ , quanto pela chuva ponderada pelo quadrado do inverso das distâncias,  $C_{D2}$ . Os resultados dos índices estatísticos para estas séries de vazão simulada são apresentados na Tabela 3.

Tabela 3 – Índices estatísticos das séries de vazão simulada para o período de calibração

Índice	Simulação com $C_G$	Simulação com $C_{D2}$
<i>EAM</i> (m <sup>3</sup> /s)	14,5	19,0
<i>ERM</i> (%)	20,3	29,7
<i>EPM</i> (m <sup>3</sup> /s)	14,1	20,8
<i>ENM</i> (m <sup>3</sup> /s)	14,9	17,2
<i>r</i> (adim.)	0,926	0,880
<i>e</i> (adim.)	0,858	0,773

O resultado da simulação de vazão empregando  $C_G$  foi visivelmente superior ao utilizando a chuva média  $C_{D2}$ . Todos os índices computados apresentaram uma melhora ao utilizar o novo método de cálculo da chuva média em relação ao método de referência. O valor do coeficiente de Nash-Sutcliffe aumentou de 0,773 para 0,858, o que corresponde a uma melhora de 11%.

Posteriormente, utilizando os parâmetros obtidos na calibração automática, foi gerada a série de vazão simulada para o ano de 2010, designado como período de verificação. Os resultados obtidos dos índices estatísticos para cada série de vazão são apresentados na Tabela 4.

Tabela 4 – Índices estatísticos das séries de vazão simulada para o período de verificação

Índice	Simulação c/ $C_G$	Simulação c/ $C_{D2}$
<i>EAM</i> (m <sup>3</sup> /s)	25,4	31,5
<i>ERM</i> (%)	18,3	29,7
<i>EPM</i> (m <sup>3</sup> /s)	9,8	6,1
<i>ENM</i> (m <sup>3</sup> /s)	29,5	32,7
<i>r</i> (adim.)	0,937	0,963
<i>e</i> (adim.)	0,785	0,748

Ao computar os índices para o período de verificação constatou-se que a simulação utilizando  $C_G$  foi um pouco melhor que a simulação utilizando  $C_{D2}$  em alguns aspectos. O coeficiente de Nash-Sutcliffe foi 5% maior, entretanto o coeficiente de correlação linear foi 3% menor. Nos índices de erro médio houve melhora em sua maioria, sendo notável o fato de o erro relativo da série que utilizou  $C_G$  ter sido um pouco acima da metade do *ERM* da outra série.

Outra forma de comparar a influência da chuva média nos resultados do modelo hidrológico foi realizada plotando um trecho das séries simuladas. Não somente a vazão modelada final foi plotada, mas também a composição destas vazões em termos de escoamentos superficial/direto, sub-superficial e subterrâneo. Deste modo é possível visualizar com maior clareza o comportamento do modelo hidrológico. O período escolhido para esta análise foi entre os dias 9 de julho e 15 de agosto de 2010, conforme apresentado na Figura 7.

Por esta imagem é possível notar comportamentos bastante distintos do modelo hidrológico para o intervalo analisado. A magnitude dos escoamentos de base para a simulação utilizando  $C_G$  foi bastante superior a apresentada na simulação utilizando  $C_{D2}$ . Neste último, o escoamento direto/superficial teve uma magnitude bastante superior ao do escoamento sub-superficial, não ocorrendo o mesmo para a outra simulação. Como resultado final, a série de vazão simulada utilizando  $C_G$  ficou mais próxima da série de vazão observada.

Além da análise dos componentes da vazão, numa rápida olhada para as séries de chuva média apresentadas na Figura 7 vê-se que a magnitude de  $C_G$  foi superior à de  $C_{D2}$  na maioria dos eventos. Especialmente no primeiro dado do dia 23 de julho, o valor de  $C_G$  foi praticamente o dobro de  $C_{D2}$ .

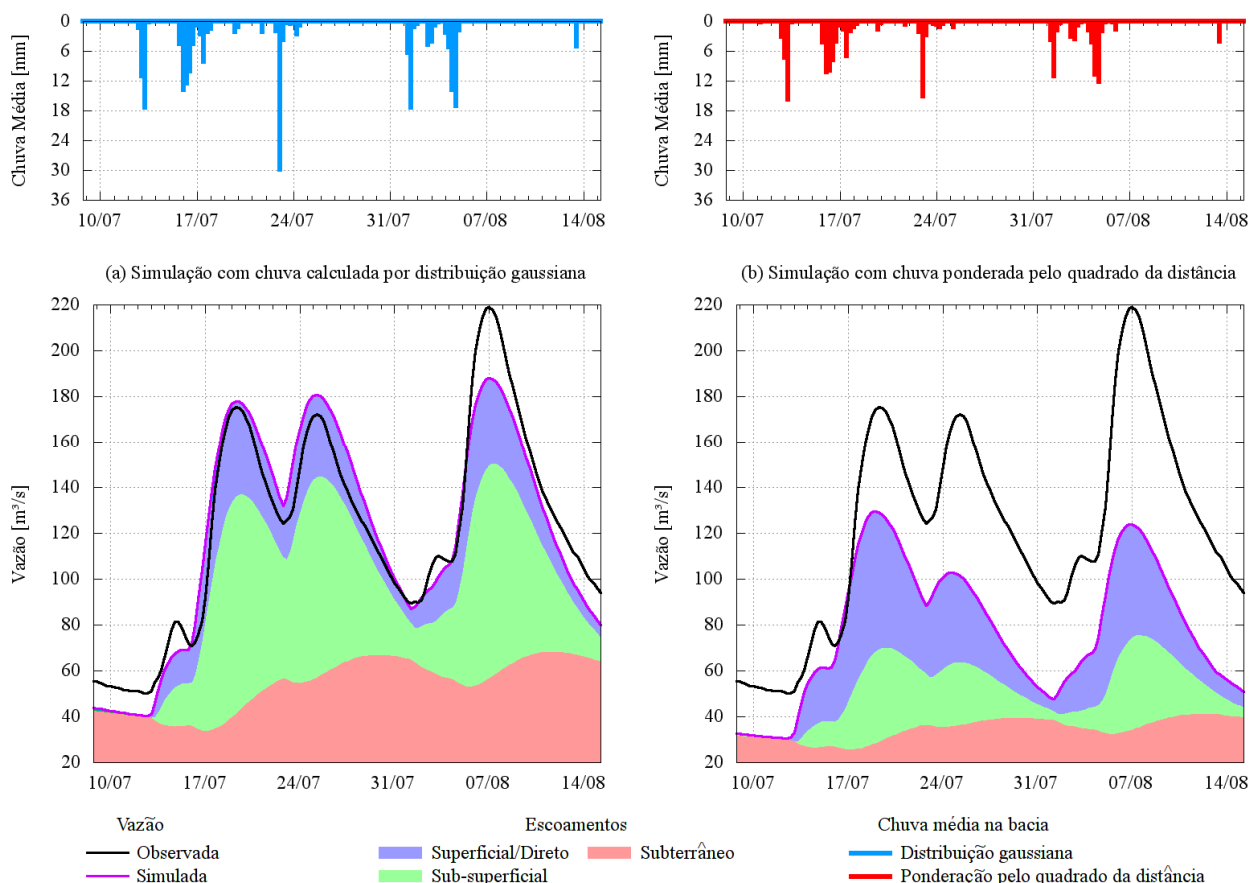


Figura 7 – Componentes da vazão simulada conforme o método de cálculo da chuva média na bacia para um trecho do período de verificação

### 3.2 – Previsão de vazão

No intuito de avaliar o uso da nova metodologia de cálculo da chuva média não para a simples simulação da vazão, mas para previsão, foram geradas séries de vazão prevista em horizontes espaçados de 6 horas, ao longo de 72 horas de prognóstico. Utilizando a correção de erro sistemático apresentado na equação (10), os índices estatísticos computados ao longo dos horizontes de previsão, utilizando  $C_G$  e  $C_{D2}$ , são apresentados na Figura 8.

De modo geral, à exceção do erro relativo médio, as previsões realizadas ao longo do período de calibração obtiveram melhor desempenho em relação ao período de verificação, o que já era esperado. Comparando os resultados obtidos conforme a chuva média empregada nota-se que para

os primeiros horizontes de previsão, até aproximadamente 24 horas à frente, há muito pouca diferença em todos índices. Entretanto, para previsões mais afastadas, próximas das 72 horas, há ganhos mesmo que pequenos ao utilizar  $C_G$  como chuva média.

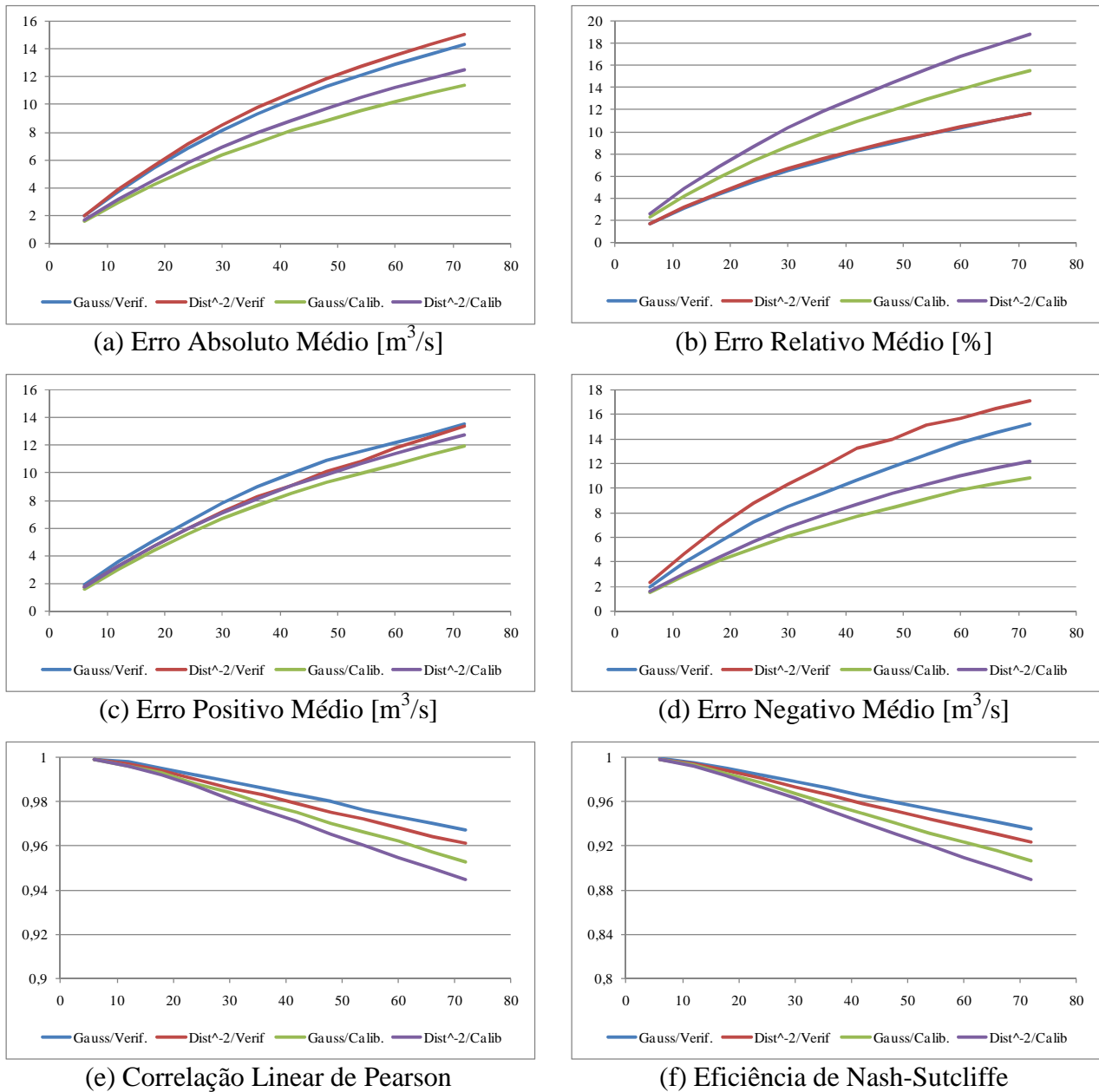


Figura 8 – Evolução dos índices estatísticos conforme o horizonte de previsão para as combinações entre período de calibração ou verificação com o tipo de chuva média utilizada

Tomando o *EAM* como referência, vê-se na Figura 8(a) que nas previsões sobre o período utilizado na calibração o valor do índice recuou em aproximadamente  $1 m^3/s$  nos horizontes do terceiro dia de previsão. Sobre o período de verificação essa diferença ligeiramente menor. No erro relativo, Figura 8(b), houve um ganho de aproximadamente 3 pontos percentuais nas previsões para

mais de 48 horas a frente, realizadas no período de calibração, ao utilizar a chuva calculada pela distribuição gaussiana. Entretanto, sobre o período de verificação, o desempenho das previsões frente ao tipo de chuva média utilizada foi praticamente o mesmo para todos os horizontes.

Nos índices que contabilizaram os erros separadamente das previsões que superestimaram a vazão observada das que a subestimaram, Figura 8(c) e Figura 8(d) respectivamente, verifica-se evoluções diferentes. Para o *EPM* todas as previsões apresentaram um comportamento muito semelhante entre si, com o erro começando em pouco menos de  $2 \text{ m}^3/\text{s}$  no horizonte de 6 horas, e aumentando gradativamente até um valor próximo de  $13 \text{ m}^3/\text{s}$  no horizonte de 72 horas. Entretanto, para o *ENM*, há diferenças da ordem de  $3 \text{ m}^3/\text{s}$  em horizontes próximo à transição do segundo para o terceiro dia de previsão, nos prognósticos realizados sobre o período de verificação, sendo o melhor desempenho proveniente do uso da  $C_G$ . No período de calibração o uso da nova chuva também melhorou o *ENM*, todavia com um ganho menor ao visto para o período de verificação.

Os coeficientes de correlação linear e de eficiência, Figura 8(e) e Figura 8(f) respectivamente, apresentaram evoluções semelhantes. Em ambos os índices os ganhos foram relativamente pequenos ao utilizar a chuva computada pela distribuição gaussiana em relação à computada pelo método de referência. Nos horizontes do terceiro dia de previsão, em ambos os períodos testados, o coeficiente de Pearson aumentou entre 0,005 e 0,010 pontos. Para o coeficiente de Nash-Sutcliffe os ganhos correspondente ao mesmo horizonte são um pouco maiores, da ordem de 0,010 a 0,020 pontos.

Em uma análise geral, o uso da chuva média obtida pelo uso da distribuição gaussiana dos dados dos pluviômetros sobre a bacia resultou em um desempenho mais aprimorado na simulação de vazão. Em contrapartida, embora a nova chuva também tenha agregado qualidade, as previsões de vazão não foram tão superiores como visto na etapa de simulação.

### **3.3 – Distribuição da chuva ajustada para a área de estudo**

Os valores obtidos para os coeficientes de dispersão das distribuições gaussianas variaram entre 5 e 57 km aproximadamente, conforme pode ser visto na Tabela 5. Utilizando estes valores foi possível determinar o peso atribuído ao dado de cada pluviômetro no cômputo da chuva média sobre a bacia. Dada a malha de *pixels* utilizada, os valores da distribuição gaussiana em cada *pixel* foram calculados e então tomada a média destes valores. Este processo foi realizado para cada pluviômetro resultando na coluna de pesos apresentada também na Tabela 5.



Tabela 5 – Valores ajustados para os coeficientes de dispersão da distribuição gaussiana dos postos pluviométricos e peso correspondente na contabilidade da chuva média

Posto	$\sigma$ [km]	Peso [%]
Fragosos	43,1	57,9
Rio Negro	25,5	19,6
São Bento	13,7	0,4
Vossoroca	5,1	0,0
Divisa	57,6	15,9
Lapa	57,3	30,7

É interessante verificar que a soma dos pesos é de 124,5%, o que vai de encontro com a diferença de magnitude entre  $C_G$  e  $C_{D2}$  vista na Figura 7. No caso da chuva estimada pelo método de referência, a soma dos pesos atribuídos a cada estação sempre é de 100%. Portanto, pode-se inferir que no processo de ajuste dos parâmetros e coeficientes a otimização caminhou para uma solução em que as chuvas sobre a bacia são mais intensas.

Pela distribuição gaussiana (ver Figura 6), quando um *pixel* encontra-se à uma distância do pluviômetro igual a do seu coeficiente de dispersão, o valor atribuído a ele é de aproximadamente 36% do valor medido no pluviômetro.

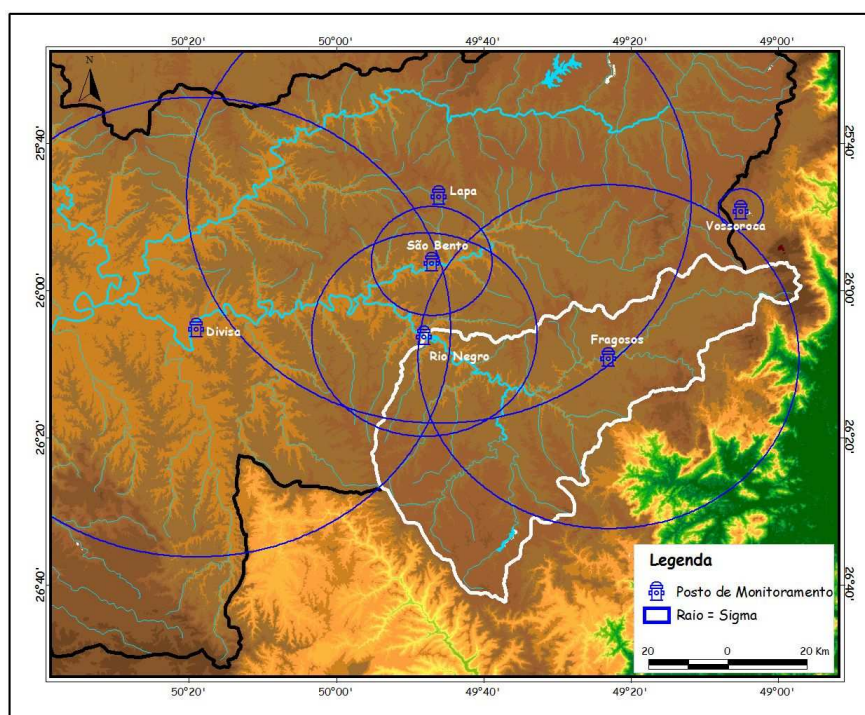


Figura 9 – Representação da influência dos pluviômetros para cálculo da chuva média por distribuição gaussiana

Assim posto, foi confeccionada a Figura 9 onde é apresentada uma área circular em torno de cada pluviômetro cujo raio é exatamente o valor de seus coeficientes de dispersão. Nela pode-se notar que o posto Fragosos tem maior representatividade sobre a bacia, o que também acontece no método de referência para cálculo da chuva média, pois ele localiza-se dentro da bacia, próximo ao seu centro. Os postos de Lapa e Divisa que encontram-se mais distantes tiveram seus coeficientes elevados de forma a participarem significativamente na contabilidade da chuva, mesmo estando mais distantes. No posto de Vossoroça ocorreu o contrário, o valor de  $\sigma$  ficou próximo do limite inferior permitido para este parâmetro, 5 km, fazendo com que sua influência fosse praticamente nula no cômputo da chuva média pelo novo método. Todavia, dado que este posto se encontra na face da serra do mar voltada para o litoral e, portanto, apresenta um regime de chuvas diferenciado do observado nas demais estações, é aceitável supor que sua utilização na contabilidade da chuva média sobre a bacia em estudo possa deturpar esta estimativa.

Os postos Rio Negro e São Bento receberam coeficientes relativamente pequenos se comparados ao das demais estações vizinhas, mesmo estando mais próximos à bacia do que os postos de Divisa e Lapa. Por ser o posto sobre a exutória, Rio Negro ainda é parte significativa da contabilidade da chuva média, entretanto, em comparação com Fragosos, sua participação é menor do que se esperaria em outros métodos tradicionais, tal como o utilizado como referência neste estudo e o método de Thiessen. São Bento é praticamente desprezível na contabilidade visto seu valor na coluna de pesos na Tabela 5, não ficando muito claro por que a solução do método de calibração automática caminhou para este resultado.

Embora nenhum estudo comparativo dos regimes pluviômetros em cada posto tenha sido feito, uma possibilidade para explicar isto é o fato de as estações de Rio Negro e São Bento localizarem-se em vales encaixados, sujeitos a ocorrência de chuvas orográficas. O posto de Divisa encontra-se em uma planície mais ampla e o de Lapa no topo de uma cadeia de montanhas onde chuvas deste tipo são menos comuns.

#### 4 – CONCLUSÕES

O presente trabalho apresentou um novo método para computar a chuva média em uma bacia hidrográfica, o qual utiliza distribuições gaussianas para representar a dispersão espacial da chuva. Os coeficientes de dispersão para cada pluviômetro utilizado foram ajustados conjuntamente com os parâmetros do modelo hidrológico utilizado através de um método de calibração automática mono-objetivo.

Aplicado em uma sub-bacia do Rio Iguaçu, os resultados das simulações e das previsões de vazão *via* a nova composição da chuva média, foram comparados com séries geradas a partir de uma chuva média estimada por ponderação inversamente proporcional a distância dos pluviômetros à bacia. Nos resultados da simulação de vazão o uso da nova chuva média obteve um coeficiente de Nash-Sutcliffe de 0,85 no período de calibração contra 0,77 obtido na simulação com a chuva convencional. No período de verificação esta diferença foi um pouco menor, da ordem de 0,04 pontos. Para o coeficiente de correlação linear de Pearson houve ganho no período de calibração e uma ligeira perda no período de verificação. Todavia, a maioria dos índices de erro médio apontaram tendência de melhora na qualidade da vazão simulada utilizando a chuva obtida por distribuição gaussiana.

Ao analisar as componentes da vazão simulada em um trecho do período de verificação notou-se que o modelo calibrado conjuntamente com a chuva  $C_G$ , gerou escoamentos de base mais intensos o que levou a seu melhor desempenho. A visualização da série de chuva média neste mesmo período mostrou que a série de chuva  $C_G$  tem uma magnitude maior que a série de  $C_{D2}$ . Portanto é bastante aceitável supor que o ajuste dos coeficientes para obtenção da chuva média e o ajuste dos parâmetros do modelo hidrológico afetam-se mutuamente, caminhando para uma melhor solução conjunta em termos de representação da vazão produzida na bacia.

Na previsão de vazão a melhoria atribuída a nova chuva não foi tão marcante. Os coeficientes de Pearson e Nash-Sutcliffe apresentaram ganhos da ordem de 0,005 a 0,020 pontos. Nos índices de erro médio, as maiores diferenças foram da ordem de 3 m<sup>3</sup>/s. Além disso, os ganhos só foram representativos nos horizontes de previsão entre aproximadamente 48 e 72 horas a frente.

De todo modo, o fato de a mudança do método de cálculo da chuva média ter implicado em melhoras no desempenho da simulação e previsão de vazão é louvável. Visto que nenhuma informação de monitoramento foi adicionada, a delegação ao método de calibração automática para ajustar os pesos das distribuições gaussianas de cada estação trouxe benefícios. Mesmo que modestos. Alguns fatores não considerados podem ter influenciado os resultados dos experimentos, sendo eles o tamanho das séries utilizadas tanto no período de calibração quanto no de verificação e a má distribuição das estações pela área de estudo. Em estudos futuros os autores pretendem verificar o desempenho deste método para casos que não estejam sujeitos a estas limitações.

Por fim, analisando os coeficientes de dispersão das distribuições gaussianas ajustados para cada pluviômetro percebeu-se que o posto mais próximo ao centro da bacia ficou responsável pela maior parte da contabilidade da chuva média, o que faz bastante sentido. Postos próximos a bacia, Rio Negro e São Bento, não receberam coeficientes tão abrangentes quanto os atribuídos às estações de Divisa e Lapa, que estão mais distantes. Uma possibilidade para explicar isto é o fato de

as primeiras estações localizarem-se em vales encaixados, enquanto que as segundas estão em um relevo menos sujeito a interferências por chuvas orográficas. O posto Vossoroça, que está localizado em um contexto pluviométrico um pouco distinto do visto nas demais estações, recebeu um coeficiente muito pequeno resultando em sua desconsideração na contabilidade final da chuva média pelo novo método.

## BIBLIOGRAFIA

ANDERSON, R. M.; KOREN, V. I.; REED, S. M. (2006). “Using SSURGO data to improve Sacramento Model a priori parameter estimates”. *Journal of Hydrology*, n° 320, pp. 103-116.

BREDA, A. (2008). “Avaliação de melhorias para um sistema de previsão hidrológica horária”. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Paraná, 142 p.

BURNASH, R. J. C. (1995). “The NWS River Forecast System - catchment modeling”, in *Computer Models of Watershed Hydrology*. Org. por Singh, V. P., Water Resources Publications, Colorado – USA p. 311-366.

DUAN, Q.; SOROOSHIAN, S.; E GUPTA, V. (1992). “Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models”. *Water Resources Research*, vol. 28, n° 24, pp. 1015-1031.

LEBEL, T.; BASTIN, G.; OBLED, C.; CREUTIN, J.D. (1987). “On the accuracy of areal rainfall estimation: A case study”. *Water Resources Research*, vol. 23, n° 11, pp. 2123-2134.

KAISER, I. M.; PORTO, R. M. (2005). “Campos de precipitação parte I: Fundamentos teóricos e estudos preliminares”. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, vol. 10, n° 4, pp. 99-111.

NELDER, J. A.; MEAD, R. (1965) “A simplex method for function minimization”. *Computer Journal*, v. 7, p. 308-313.

PASSERAT DE SILANS, A. M. B.; ALMEIDA, C. N.; PORTO, R. Q. (2009). “Impacto da incerteza na representatividade da repartição espacial da precipitação sobre os hidrogramas e as curvas de permanência obtidos de um modelo chuva-vazão distribuído”. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, vol. 14, n° 2, pp. 59-71.

SIMON, E.; DISKIN, M. H. (1977). “A procedure for the selection of objective functions for hydrologic simulation models”. *Journal of Hydrology*, n° 34, pp. 129-149.

SINGH, V. P.; BIRSOY, Y. K. (1975). “Comparison of the methods of estimating mean areal rainfall”. *Nordic Hydrology*, n° 6, pp. 222-241.