

PREVISÃO HIDROLÓGICA DE CURTO PRAZO COM CHUVAS EFETIVAS DETERMINADAS PELA FUNÇÃO SIGMÓIDE

Olavo Correa Pedrollo

Instituto de Pesquisas Hidráulicas – UFRGS
Av. Bento Gonçalves, 9500 - Caixa Postal 15029 - CEP 91501-970 Porto Alegre, RS

RESUMO

Enchentes relevantes são, geralmente, conseqüências de grandes precipitações combinadas com um estado prévio de umidade do solo na bacia.

Em modelos de previsão em tempo atual ajustados empiricamente a eventos, o estado de umidade pode não parecer importante, uma vez que os parâmetros obtidos para estes (quando o solo está saturado) já incorporam tal informação. Em situações práticas porém, não se sabe com antecedência se está para ocorrer uma inundação, podendo-se incorrer em erros graves, perdendo-se a credibilidade.

Neste trabalho, pesquisa-se a aplicabilidade de índices de umidade do solo na bacia para a obtenção em tempo atual, do coeficiente de escoamento superficial, através de uma função matemática cujos valores tendem assintoticamente para 1 à medida que aumentam as condições de umidade, e para 0 à medida que estas diminuem.

Um modelo composto de uma relação linear simples, cujas entradas são as precipitações efetivas obtidas pelo método proposto, é aplicado à bacia do rio Camaquã ($\cong 16.000 \text{ km}^2$), no Estado do Rio Grande do Sul, para previsão de curto prazo, obtendo-se resultados tão bons quanto os que seriam obtidos com modelos mais complexos, ou fazendo-se uso de técnicas sofisticadas de ajuste contínuo.

O modelo pode ser operado, em situações práticas, com um mínimo de recursos (calculadora ou planilha eletrônica) e bastante confiabilidade, uma vez que o processo chuva-vazão é linearizado.

INTRODUÇÃO

O problema da determinação ou estimativa do grau de umidade do solo na bacia, para efeito de modelagem matemática para a previsão de enchentes, merece uma atenção maior do que tem recebido na literatura, especialmente no que diz respeito a propostas de soluções práticas.

Grandes inundações são, normalmente, o produto de precipitações amplamente distribuídas em superfícies com grande potencial para o escoamento superficial. Isto significa que apenas uma pequena parte da precipitação infiltra-se no solo, de forma que grandes volumes acabam dirigindo-se aos canais fluviais naturais.

Localmente, efeitos da urbanização, devido à impermeabilização de superfícies, podem intensificar significativamente o efeito de cheias. Em grande escala, porém, as parcelas impermeabilizadas por ação antrópica são reduzidas. Infelizmente, altos coeficientes de escoamento, os quais são necessários para gerar inundações de grande porte, podem ocorrer devido, unicamente, a causas naturais.

Por exemplo, a grande cheia de 1993 nos Estados Unidos, a qual ocorreu simultaneamente em nove estados, manifestou-se em junho, como conseqüência de chuvas intensas, de grande amplitude, conjugadas com umidade excessiva dos solos da bacia, segundo Lee W. Larson (1997).

De acordo com Engel (1997), um período de dez dias de precipitação em dezembro de 1993 foi responsável pela saturação, e conseqüente impermeabilização do solo, na bacia do rio Reno, nos grandes eventos de enchentes de 1993 e 1994.

A maior parte dos trabalhos com modelos de previsão de curto prazo é executada com análise de eventos individuais observados. Ora, pode-se verificar que, freqüentemente, as cheias são conseqüência de precipitações intensas conjugadas com um estado prévio de umidade do solo da bacia hidrográfica.

Então, no ajuste e verificação dos modelos para os eventos, a componente umidade do solo não será tão importante, uma vez que os parâmetros, geralmente ajustados de forma empírica, já contém, implicitamente, essa informação.

Problemas podem aparecer quando o modelo é utilizado em situações práticas, onde o previsor não sabe, com antecedência, se está para ocorrer um evento de cheia. Como o modelo é ajustado para eventos isolados, podem resultar valores absurdos em outras situações, perdendo-se a credibilidade.

Portanto, modelos ajustados para eventos isolados podem não produzir resultados satisfatórios em situações normais, mesmo quando o desempenho demonstrado durante o ajuste e verificação tenha sido muito bom, o que pode comprometer a credibilidade e, como consequência, reduzir sua utilidade, justamente quando necessário.

Os melhores modelos de previsão tem sido os que adotam recursividade no ajuste dos parâmetros, o que permite a contínua adaptação às mudanças nas condições da bacia, conforme demonstrado por Pedrollo e Lanna (1991).

O ajuste automático dos parâmetros, porém, apresenta um custo em termos computacionais, e exige disciplina para a correta validação, havendo, mesmo assim, um certo grau de subjetividade.

Os programas computacionais existentes são voltados para o ajuste, tendo sido desenvolvidos para a pesquisa. Embora alguns possam ser utilizados para a previsão em situações práticas, sem perder a recursividade, esta utilização requer preparo dos operadores. É possível que uma forma adequada de tratamento para as não-linearidades decorrentes das variações nas condições de umidade, possa ser tão ou mais efetiva.

Existe, portanto, necessidade de desenvolvimento de utilitários específicos para a função de previsão em tempo atual, ou de uma técnica alternativa para a estimativa das condições de umidade antecedentes que dispense, ou supere, as vantagens oferecidas pela recursividade. Infelizmente, tal técnica ainda é desconhecida, sendo, por hora, o objetivo desta pesquisa.

Os processos usuais para a utilização de índices que representam o grau de umidade antecedente em modelos empíricos de previsão em tempo atual, envolvem a utilização de um índice de desconto, o qual é aplicado às precipitações. O procedimento é análogo à determinação das precipitações efetivas, nos modelos conceituais.

Coefficientes de escoamento superficial (C) representam a proporção da precipitação (P), a qual, descontadas as perdas naturais em percurso, corresponde ao volume escoado na exutória da bacia. Estes coeficientes estão associados às condições de umidade do solo, tendendo para 1 em solos saturados, e para 0 em solos com grandes déficits de saturação.

As dificuldades para a determinação do coeficiente de escoamento superficial têm limitado o uso de técnicas como, por exemplo, a do hidrograma unitário, cujas entradas são as precipitações efetivas ($P_e = C P$).

Moore (1980) sugere um modelo de perdas no qual o coeficiente de escoamento superficial (C_t) é relacionado linearmente, em tempo atual, à alguma medida ou índice (U_t), representativo das condições antecedentes de umidade do solo na bacia hidrográfica, ou seja:

$$C_t = \alpha + \beta U_t \quad (1)$$

sendo α e β parâmetros a estimar.

As formas simples, multiplicativas e aditivas destas equações são tais que os parâmetros podem ser estimados diretamente pelos procedimentos usados para os modelos lineares.

Combinando-se a equação anterior em um modelo linear, obtém-se, por exemplo:

$$q_t = \phi_1 q_{t-1} + a_0 (\alpha + \beta U_{t-1}) P_{t-1} + \varepsilon_t \quad (2)$$

resultando:

$$q_t = \phi_1 q_{t-1} + a_1 P_{t-1} + a_2 U_{t-1} P_{t-1} + \varepsilon_t \quad (3)$$

Uma avaliação quantitativa pode ser proposta para o grau de umidade do solo. Essa avaliação pode ser tão próxima da realidade (envolvendo o balanço de umidade do solo, com avaliação da variabilidade espacial, etc.) quanto se queira, desde que haja recursos para tanto. Porém, o ganho de tal investimento, para previsão em tempo atual, é questionável.

A avaliação regionalizada do conteúdo de umidade nos solos da bacia (por balanço hídrico, por exemplo), para cada estação climática ou para cada mês, sob a forma de um indicador, e a utilização deste como parâmetro constitui uma alternativa possível. Porém, em casos onde a precipitação é bem distribuída ao longo do ano, e os invernos nem sempre são bem pronunciados, como é o caso do sul do Brasil (Nimer et al., 1989), este método não é aplicável. Além disso, não seria de estranhar que, justamente em anos anômalos, ocorressem alguns dos eventos de cheias mais relevantes.

Medidas diretas de umidade da bacia, geralmente, não são disponíveis, além do que, se existentes, são de interpretação problemática, uma vez que devem, para serem representa-

tivas, ter distribuição espacial com resolução suficiente.

Portanto, o procedimento usual é de se estimar empiricamente o estado de umidade, o qual passa a ser representado por um índice U_t , calculado a partir de chuvas passadas, evaporação e vazões.

Diversas estimativas de umidade da bacia têm sido propostas (Pedrollo, 1988). Alguns exemplos conhecidos são a Média Ponderada Exponencialmente das Chuvas Passadas (Moore, 1980) e o Índice de Precipitações Antecedentes (Linsley, Kohler e Paulhus, 1949).

No entanto, um índice muito simples é a própria vazão do rio, a qual está diretamente relacionada ao grau de umidade da bacia, uma vez que, em geral, quanto menor a vazão, menor o armazenamento de umidade do solo. O modelo anterior ficaria:

$$q_t = \phi_1 q_{t-1} + a_1 P_{t-1} + a_2 q_{t-1} P_{t-1} + \varepsilon_t \quad (4)$$

Uma solução possível, para evitar que subidas repentinas nos níveis dos rios reflitam erroneamente o estado de umidade do solo, é o uso de médias móveis das vazões passadas.

A favor do uso das vazões como índice confiável pesa, ainda, o fato de que as descargas constituem uma informação completa, resultante da integração de todos os fenômenos, conhecidos ou não, que atuam na bacia.

Muitas vezes, porém, as vazões resultam de interferência humana (captação, regularização de vazões, etc.), não refletindo os fenômenos naturais. Nestes casos, pode ser mais vantajoso o uso de índices de precipitações antecedentes.

Uma alternativa interessante, utilizada por Cordero (1988), consiste na aplicação de uma técnica de mínimos quadrados para calcular as perdas verificadas nas últimas ocorrências, considerando-se válido o Hidrograma Unitário (HU) previamente ajustado. A estimativa dessas perdas (representada pelo índice $-\phi$), é utilizada para calcular a precipitação efetiva a ser aplicada à previsão seguinte, efetuada com o mesmo HU.

Os procedimentos para operacionalização desse modelo, porém, exigem investimentos em termos de programação, o que justifica a busca de algo ainda mais simples.

A técnica pesquisada neste trabalho, não restringe-se a um modelo específico, e pode ser generalizada para outras finalidades, além da modelagem para a previsão.

METODOLOGIA

Os principais problemas da solução linear para relacionar o índice de umidade com os coefi-

cientes de escoamento superficial são, além das limitações da fórmula, as condições para a extrapolação.

Assim, no modelo de Moore (1980), podem resultar precipitações efetivas maiores do que as precipitações observadas, ou mesmo menores do que zero, em alguns casos. Como isto ocorreria somente em situações extraordinárias (condições extremas de umidade, por exemplo), ou seja, quando o modelo é mais necessário, as consequências podem ser catastróficas. Ou o modelo, ajustado a estas circunstâncias por um procedimento empírico, pode perder a sensibilidade para situações mais comuns, o que significa a perda da utilidade do uso de estimativas do grau de umidade antecedente.

O coeficiente de escoamento superficial pode variar entre zero (0) e um (1), dependendo das condições de umidade na bacia. Uma forma de ajustar este coeficiente seria pela definição de dois parâmetros, correspondentes aos índices de umidade máximos e mínimos observados, e o ajuste de uma função para condições intermediárias.

Neste trabalho, pesquisa-se a aplicabilidade de índices de umidade do solo na bacia para a obtenção em tempo atual do coeficiente de escoamento superficial, através de uma função matemática cujos valores tendem assintoticamente para 1 à medida que aumentam as condições de umidade, e para 0 à medida que estas diminuem.

A função sigmóide, ou logística, conforme é descrita por Kosko (1992), possui três parâmetros, o parâmetro de escala (a), o de localização (b) e o de forma (c), sendo descrita pela equação:

$$S_U = a/(1 + \text{EXP}(-c*(U-b))) \quad (5)$$

Considerando-se o parâmetro de escala (a) igual a 1, as ordenadas passam a variar entre 0 e 1. O parâmetro de localização (b) significa o valor da variável U correspondente à ordenada 1/2. O parâmetro de forma (c) determina o quão suave ou abrupta é a passagem entre os valores extremos da função (0 ou 1).

Na Figura 1 têm-se a representação dos valores da função (S_U), para U variando de 0 a 100, com a = 1 e, b e c assumindo, respectivamente, os valores de 40 e 0,1 e 60 e 0,2.

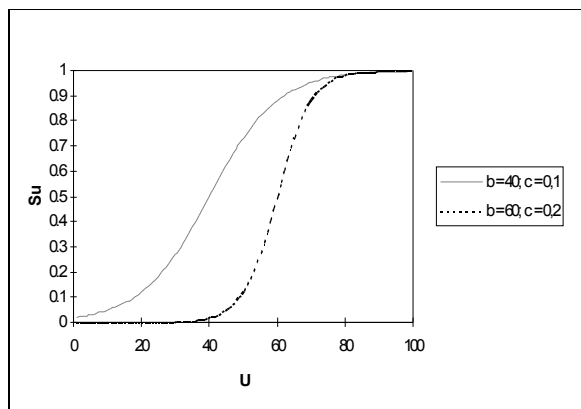


Figura 1. Exemplos de função sigmóide.

A função logística ou sigmóide é utilizada com frequência como função de ativação em redes neurais (Kovács, 1996). Dessa forma, tem-se um neurônio totalmente ativado ($S_U = 1$), desativado ($S_U = 0$) ou parcialmente ativado ($0 < S_U < 1$).

Fazendo-se analogia com o sistema hidrológico, $S_U = 1$ significa a transformação completa da precipitação observada, $S_U = 0$ significa que toda a precipitação é consumida pelas perdas decorrentes das condições físicas reinantes, e valores intermediários ($0 < S_U < 1$) correspondem a situações não extremas.

No caso de modelagem chuva-vazão, tem-se, além da situação de extrema saturação do solo ($C = 1$), condições gradativamente não-saturadas. Portanto, o coeficiente de escoamento pode variar ao longo do tempo, em função das condições de umidade, representadas pelo índice U .

São experimentadas duas alternativas para representar os índices de umidade (U_t), as quais são o Índice de Precipitações Antecedentes (IPA_t) e as próprias vazões observadas (Q_t) no rio.

O Índice de Precipitações Antecedentes utilizado é calculado como:

$$IPA_t = \sum_i [r^i P_{t-i}] \quad (6)$$

onde o conjunto de valores gerado por r^i , com $0 < r < 1$ formando uma série decrescente em sentido retroativo, atua como um fator de ponderação, o qual, progressivamente, pondera menos as precipitações mais antigas.

A técnica de ajuste utilizada consiste na busca, por tentativas, dos melhores resultados quando o modelo é aplicado a uma série (de verificação) de chuvas e vazões concomitantes e abrangentes, composta de períodos tanto de cheias quanto de estiagens.

Os passos para o ajuste e verificação, para o caso mais geral, consistem em:

1. Ajuste de um modelo utilizando eventos de cheia, em condições consideradas saturantes.
2. Determinação da série de índices de umidade U_t para representar as variações nas condições de umidade do solo durante o período de verificação. U_t pode ser o Índice de Precipitações Antecedentes, o qual depende de um parâmetro a ser ajustado, ou as próprias vazões observadas.
3. Adoção de parâmetros para a função logística, com a qual obtém-se os coeficientes de escoamento superficiais (C_t), correspondentes aos valores assumidos por U_t . As precipitações efetivas (Pe_t) resultam do produto entre C_t e as precipitações observadas (P_t).
4. Verificação do modelo, com as precipitações efetivas calculadas, utilizando os parâmetros (constantes) obtidos no ajuste.
5. Repetição, a partir do item 3, com alteração dos parâmetros da função sigmóide, até que os resultados da verificação não possam ser significativamente melhorados.
6. Repetição, a partir do item 2, até obter-se a série de índices de umidade mais favorável.
7. Análise do ganho obtido, comparando-se com os métodos tradicionais.

Os procedimentos descritos compreendem um processo de otimização por tentativas. Espera-se que os melhores resultados correspondam aos coeficientes de escoamento superficial mais corretos, uma vez que estes realizam, por hipótese, os descontos apropriados nas situações não-saturantes.

O efeito favorável do desconto sobre as precipitações, proporcionado pelo coeficiente de escoamento superficial deve tornar-se aparente, desde que não haja recursividade dos parâmetros do modelo, o que, geralmente, permite a adaptação do modelo às variações nas condições de umidade.

A experiência comprova que modelos muito simples podem ser eficientes para a previsão de curto prazo. Os processos complexos que ocorrem na bacia hidrográfica podem ser explicados, segundo Salas et al. (1980), por modelos empíricos lineares.

Opta-se portanto, neste estudo, por um modelo empírico linear extremamente simples, que consiste na equação:

$$Q_{t+h} = \sum_{i=0,p} \alpha_i Q_{t-i} + \sum_{i=0,q} \beta_i Pe_{t-i} + \varepsilon_t \quad (7)$$

onde t é o momento atual, h representa o alcance da previsão (adotado como um dia), α_i e β_i são os parâmetros a serem ajustados previamente aos eventos ocorridos em situação saturante, Pe_t as precipitações efetivas ($Pe_t = C_t P_t$) e ε_t o termo de erros.

Os "p" termos autoregressivos estão relacionados ao fenômeno do armazenamento, enquanto que "q" depende do tempo de resposta da bacia às precipitações.

Em modelos de previsão de curto prazo, a qualidade dos resultados aumenta à medida que reduz-se o alcance, principalmente devido à diminuição do espaço de tempo descoberto, correspondente ao horizonte da previsão. Também, uma contribuição importante resulta de que os processos não-lineares podem ser melhor representados por tendências lineares quando o intervalo de tempo é menor.

Por outro lado, enquanto a precisão e a confiabilidade forem aceitáveis, a utilidade do modelo cresce com o aumento do alcance h da previsão. A partir de um certo alcance, a previsão inviabiliza-se, pois os fenômenos que afetam os resultados desejados estarão ocorrendo no futuro, entre t e $t+h$.

Outro aspecto importante é a "memória" do modelo. Ou seja, a extensão de tempo no passado cujas informações ainda possuem relevância. Depende portanto, do tempo de resposta da bacia às precipitações e do armazenamento de umidade.

A avaliação da eficiência do método pode ser realizada com base no desempenho do modelo quando aplicado a uma série de verificação, representativa das variadas condições de umidade que ocorrem na bacia. Modelos recursivos adaptam-se automaticamente a estas variações. Como consequência, esta recursividade poderia mascarar a eficiência do método utilizado. Portanto, na verificação, os testes são realizados com os parâmetros do modelo linear constantes, adotando-se os valores obtidos ao final do ajuste.

O ARMEL - Ajuste Recursivo de Modelos Empíricos Lineares - (descrito em Pedrollo, 1988) é utilizado para efetuar tanto o ajuste quanto as verificações (avaliação da qualidade das previsões). O ajuste é feito com a técnica recursiva dos mínimos quadrados. Existem, no ARMEL, recursos para gravar o modelo (fórmulas, parâmetros, estatísticas, etc.), recuperar posteriormente, verificar com nova série de dados mantendo-se ou não a recursividade, visualizar os resultados gráfica e textualmente, etc.

As estatísticas de qualidade utilizadas para avaliar os modelos de previsão são, além do erro padrão (E_p), os coeficientes de eficiência relativa

(ER), conforme definidos em Lanna e Indurski (1983).

O coeficiente de eficiência relativa de um modelo (b) em relação a um modelo (a) pode ser representado pela fórmula:

$$ER_{b/a} = 1 - \frac{\sum_t [(y_{bt} - y_t)^2]}{\sum_t [(y_{at} - y_t)^2]} \quad (8)$$

onde y_t são as ocorrências observadas, e y_{bt} e y_{at} são as previsões correspondentes, obtidas, respectivamente, pelos modelos (b) e (a).

Esse coeficiente calcula a fração adicional da variância das observações que é explicada pelo modelo testado (b), além da variância explicada pelo modelo anterior (a), alternativo. O coeficiente de eficiência (C_E) e o coeficiente de persistência (C_P) são casos específicos do coeficiente de eficiência relativa, onde o modelo alternativo (a) é o que adotaria como previsões, respectivamente, a média das observações e a última observação efetuada.

Uma vez que todos estes coeficientes dependem de somatórios de quadrados, estes tendem a recomendar ajustes que valorizam mais as circunstâncias de vazões altas. Estas, por sua vez, são ocorrências de períodos de saturação de umidade do solo.

Porém, deseja-se verificar as perdas adotadas com períodos apresentando condições variáveis de umidade. Isto pode ser feito com mais eficiência pela adoção do somatório dos valores absolutos dos erros ($S_E = \sum_t || \varepsilon_t ||$) para as análises comparativas nos processos de otimização. Dessa forma, a tendência é a obtenção de um ajuste médio, onde situações de não-saturação podem ser avaliadas.

O modelo da Equação (7), sendo simples, não deve proporcionar resultados plenamente satisfatórios em termos absolutos, o que pode favorecer as análises, as quais visam resultados relativos. Ou seja, deseja-se comparar os resultados da aplicação deste modelo com as precipitações observadas ($C_t = 1$) e com a metodologia proposta, onde C_t é função do índice de umidade e da função sigmóide ajustada.

Caso o modelo fosse muito eficiente, poderia ficar difícil avaliar o ganho obtido.

DESCRIÇÃO DO SISTEMA E DOS DADOS EXISTENTES

Algumas características gerais são resumidas, a partir do relatório técnico da CPRM para a bacia (Pedrollo, M., 1997). A bacia hidrográfica do Camaquã (Figura 2) tem forma alongada, estando compreendida entre as latitudes 30°30' e 31°15' S e longitude de 51°45' e 54°30' WGR, nas regiões geomorfológicas do Escudo Cristalino e da Planície Costeira.

Nas cabeceiras, em locais mais íngremes, predominam solos litólicos, pouco desenvolvidos e de pequena espessura que recobrem diretamente a rocha, altamente suscetíveis à erosão. Ocorre uma transição gradativa, ao longo do curso do rio, aparecendo, no baixo curso, solos hidromórficos, com textura que varia de argilosa à arenosa.

O clima do Rio Grande do Sul é subtropical, do tipo mesotérmico superúmido, sem ocorrência de período seco, sendo bastante homogêneo.

As massas polares têm participação importante na circulação regional durante todo o ano, embora no inverno sejam mais intensas, mais numerosas e mais duradouras.

As constantes invasões, em qualquer época do ano, determinando bruscas mudanças de tempo, constituem o traço climático marcante da região, havendo uma notável regularidade no regime de chuvas, com leve tendência para a ocorrência de máximos em julho (inverno) e mínimos de dezembro a março (verão).

Entre os postos hidrológicos existentes, destaca-se o de Passo do Mendonça (87905000/03152011), o qual possui registrador para precipitações e medição de descargas, sendo também sedimentométrico. Este posto controla uma área de 15543 km², o que constitui quase toda a área da bacia do Camaquã, e está fora da influência do remanso da Lagoa dos Patos.

Outra estação igualmente equipada, também operada pela CPRM, é Passo do Cação (87590000/03053010), a qual controla uma área de 4069 km², situada portanto, mais próximo às cabeceiras.

Para a modelação pluvio-hidrométrica diária, foram utilizados os dados de níveis de 7 e 17 horas, digitados pela CPRM. As respectivas curvas-chave, bem como as precipitações diárias, foram obtidas do MSDHD (Microsistema de Dados Hidrológicos do DNAEE/ANEEL).

As previsões de curto prazo para alcances de 12 horas foram testadas utilizando-se os pluvio-gramas digitalizados com o GEDAC (Pedrollo, O., 1997), pela CPRM.

Contando-se com uma certa homogeneidade na distribuição espacial das chuvas, utilizou-se médias simples para representar as precipitações diárias na bacia, verificando-se que qualquer outro processo (Thiessen, etc.) não implicaria em diferenças sensíveis, tendo-se em conta a simplicidade das metodologias utilizadas.

Embora existam, na bacia, dados mais antigos, limitou-se os estudos ao período posterior a 1990, por julgar-se suficientemente representativo, com diversos eventos de cheias, intercaladas por períodos de estiagens importantes.

APLICAÇÃO E ANÁLISE

Uma forma prática (e conveniente, para os objetivos deste estudo) de se investigar o efeito do intervalo adotado para os dados, ou do número de componentes autoregressivas (p) e de chuvas (q), bem como o alcance (h), no modelo representado pela Equação (7), é utilizar-se o próprio ARMEL, ajustando e comparando-se os resultados para algumas alternativas.

Para esse efeito, adotou-se um período (24/04/97 a 25/08/98), com dados contínuos de chuvas digitalizadas com o GEDAC, e níveis digitados com intervalo de 12 horas. A vazão média e a de pico, nesse período, foram, respectivamente, de 688 e 3141 m³/s.

Como deseja-se um modelo para o qual as precipitações desempenhem um papel importante, verificou-se a contribuição destas para melhorar o modelo autoregressivo.

Foram testadas, de forma geral, duas alternativas, ou seja, previsões com alcances de 12 e 24 horas, tendo sido adotados, nos dois casos, intervalos de discretização iguais ao alcance, para as séries temporais.

Os resultados são apresentados nas Tabelas 1 e 2. As estatísticas de ajuste sugerem a adoção de duas componentes autoregressivas, nas duas alternativas, uma vez que, na primeira (alcance de 12 horas), três componentes não implicaram em melhora do desempenho do modelo, e na segunda alternativa (alcance de 24 horas), a terceira componente resultou num pequeno incremento, de apenas 2,4% de variância explicada, em relação ao modelo autoregressivo.

A introdução de componentes de precipitação no modelo com alcance de 12 horas resulta em contribuição importante, em termos relativos,

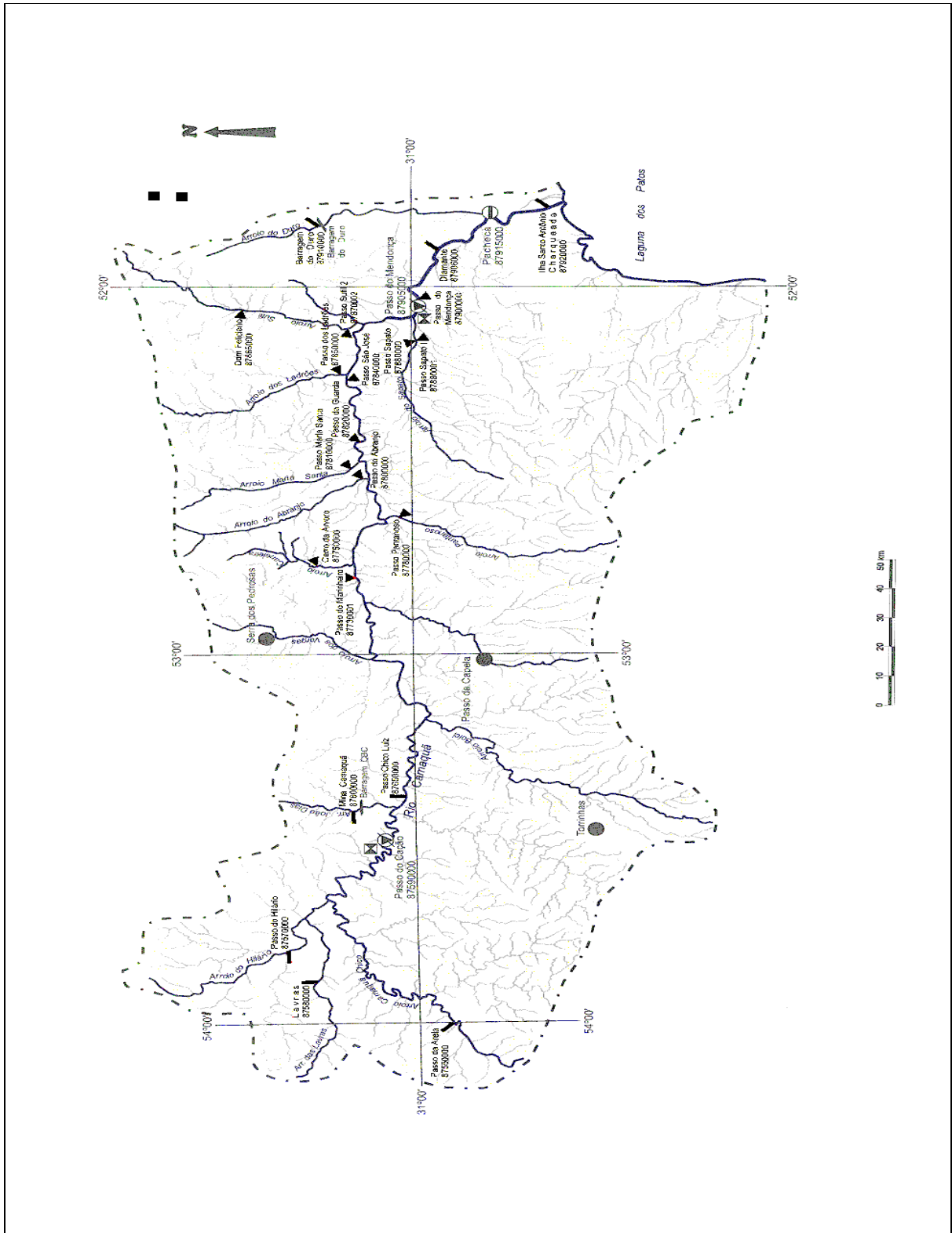


Figura 2. Bacia do Rio Camaquã.

porém não há, em termos absolutos, ganho considerável, permanecendo o coeficiente de eficiência da ordem de 97 a 98%. Como os resultados da aplicação desses modelos são muito bons, ficaria difícil avaliar os possíveis ganhos com a metodologia que pretende-se testar.

Tabela 1. Escolha do modelo: alcance de 12 horas.

j	(p, q)	E_P (m ³ /s)	C_E (%)	C_P (%)	$ER_{j,j-1}$ (%)
1	(1,0)	136,9	95,5	0,45	-
2	(2,0)	105,0	97,4	41,5	41,2
3	(3,0)	105,3	97,3	41,3	0,0
4	(2,1)	96,4	97,8	50,7	15,7
5	(2,2)	92,2	98,0	55,0	8,6
6	(2,3)	91,6	98,0	55,5	1,4

Portanto, os resultados conduzem à escolha do alcance de 24 horas para as investigações, tendo havido um aumento de cerca de 33% na qualidade do modelo com uma componente de precipitação, em relação ao modelo autoregressivo, o que comprova a importância das chuvas. Além disso, existe uma margem ampla para buscar-se melhoras, uma vez que, em termos absolutos, a qualidade das previsões ainda é deficiente.

Tabela 2. Escolha do modelo: alcance de 24 horas.

j	(p, q)	E_P (m ³ /s)	C_E (%)	C_P (%)	$ER_{j,j-1}$ (%)
1	(1,0)	248,1	85,2	1,6	-
2	(2,0)	216,5	88,7	25,2	24
3	(3,0)	214,2	89,0	27,0	2,4
4	(2,1)	177,6	92,4	49,7	32,8
5	(2,2)	177,7	92,4	49,6	0,0

A seguir, são descritas e ilustradas, passo a passo, as aplicações efetuadas, segundo os procedimentos descritos na metodologia.

1. Ajuste de um modelo utilizando eventos de cheia, em condições consideradas saturantes.

O modelo $Q_{t+h} = \alpha Q_t + \beta Q_{t-1} + \gamma P_t + \varepsilon_t$ é ajustado para dois eventos de cheia (Tabela 3).

Os eventos utilizados são curtos e coincidem com ocorrências relevantes de chuvas, compreendendo apenas os períodos de subida para o pico e a recessão imediata, para que representem, preferencialmente, períodos de saturação.

Os parâmetros α , β e γ resultantes do ajuste, foram 1,2047, -0,3483 e 15,6255, respectivamente.

O desempenho do modelo não é muito bom no ajuste, sendo o erro padrão cerca de 30% da vazão média, e o modelo explica apenas em torno de 91% da variância, o que é pouco para previsões de curto prazo. O modelo revelou-se cerca de 56% melhor do que o modelo alternativo de se adotar como previsão a última observação.

A experiência comprova que é possível melhorar estes resultados, aumentando-se ligeiramente a complexidade do modelo, por exemplo, introduzindo-se diferenças.

Embora o ARMEL possua os recursos necessários, não é desejável um modelo plenamente satisfatório, por enquanto. É preciso deixar uma margem suficiente para se verificar a existência e a magnitude dos progressos obtidos com o uso das técnicas pesquisadas. Portanto adota-se este modelo, com o ajuste realizado.

Tabela 3. Eventos utilizados e estatísticas obtidas.

Eventos	Pico (m ³ /s)	Média (m ³ /s)	E_P (m ³ /s)	C_E (%)	C_P (%)
25/03/92 a 25/07/92	5049	1098			
			316,8	91,9	56,7
16/06/95 a 31/08/95	4323	1084			

2. Determinação da série U_t de índices de umidade para representar as variações nas condições de umidade do solo durante o período de verificação.

Neste item, são contempladas as duas alternativas utilizadas para gerar as séries U_t , as quais são representadas por $U_t = IPA_t$ (Índices de Precipitações Antecedentes) ou simplesmente, $U_t = Q_t$ (vazões observadas).

No caso de utilizar-se para U_t , o Índice de Precipitações Antecedentes, adota-se um valor para o parâmetro (r), no cálculo da série dos valores correspondentes a $IPA_t = \sum_i [r^i P_{t-i}]$, a partir da série das precipitações (P_t).

Na Figura 3, são apresentadas duas alternativas utilizadas para o índice de umidade, para o período de 24/04/1997 a 25/08/1998, as quais constituem-se nos índices de precipitações antecedentes com parâmetros $r = 0,7$ e $r = 0,9$.

3. Adoção de parâmetros para a função logística, com a qual obtém-se os coeficientes de escoamento superficiais (C_i), correspondentes aos valores assumidos por U_t . As precipitações efetivas (Pe_i) resultam do produto entre C_i e as precipitações observadas (P_i).

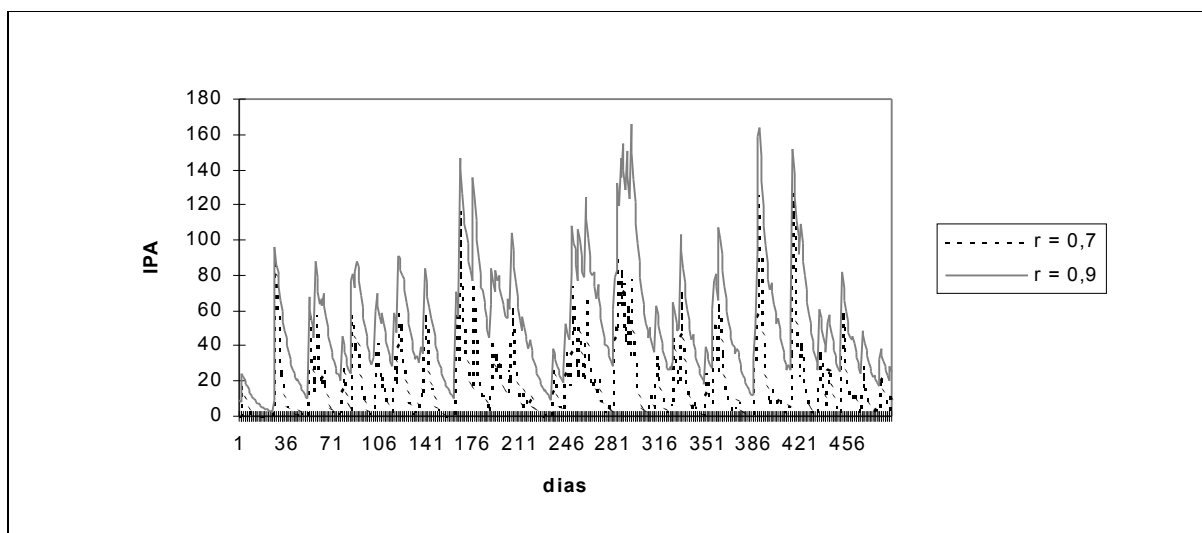


Figura 3. Índices de Precipitações Antecedentes: exemplos.

Os coeficientes de escoamentos superficiais variam entre 0 e 1, tendendo a serem maiores para U_t maiores, e menores para U_t menores.

Uma vez que o parâmetro de escala (a) é 1, restam dois parâmetros, de posição (b) e de forma (c), para serem ajustados. Para cada valor do índice de umidade U_t , corresponde um valor específico para C_t .

4. Verificação do modelo com as precipitações efetivas calculadas, utilizando-se os parâmetros (constantes) obtidos no ajuste, no primeiro passo.

Os períodos selecionados, com séries concomitantes de chuvas e vazões, compreendem os intervalos de 01/01/1996 a 02/01/1997 e de 24/04/1997 a 25/08/1998, sendo representativos das diferentes situações que podem ocorrer, em termos de variações do grau de umidade do solo na bacia.

A aplicação do modelo ajustado no item 1, $Q_{t+h} = \alpha Q_t + \beta Q_{t-1} + \gamma Pe_t + \varepsilon_t$, com os parâmetros constantes (definidos no ajuste aos eventos em condições saturantes), é acompanhada do cálculo simultâneo dos coeficientes de avaliação do desempenho.

5. Repetição, a partir do item 3, com alteração dos parâmetros da função sigmóide ou logística, até que os resultados da verificação não possam ser significativamente melhorados.

As aplicações são repetidas, para diferentes parâmetros (b e c) da função logística, até que não haja alteração significativa na qualidade dos resultados obtidos.

Na Figura 4, apresentam-se as formas da função sigmóide para parâmetros de localização (b) de 15, 20 e 40, resultantes do procedimento de ajuste utilizando-se $U_t = IPA_t(r)$, para os valores do parâmetro (r) de, respectivamente, 0,7, 0,8 e 0,9. O parâmetro de forma da função sigmóide (c), para os três casos, resultou igual a 0,05.

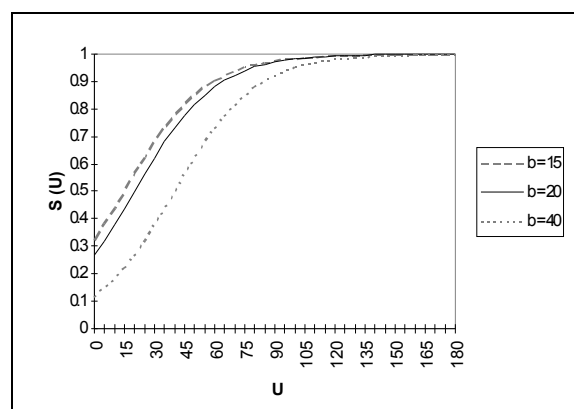


Figura 4. Função logística: a = 1 e c = 0,05.

Observa-se, em comparação com a Figura 3, que, coerentemente, a variação do parâmetro de localização ocorre no mesmo sentido da magnitude dos índices de precipitações antecedentes, $IPA_t(r)$.

Considerando-se as vazões observadas para representar as variações nas condições de umidade ($U_t = Q_t$), resultam os parâmetros $b = 350$ (parâmetro de posição) e $c = 0,007$ (parâmetro de forma), cuja função logística correspondente é representada na Figura 5.

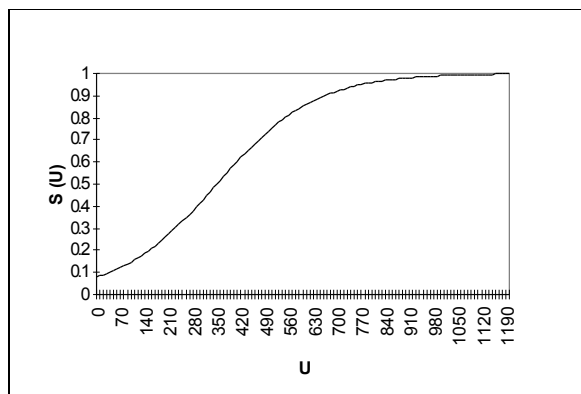


Figura 5. Função logística: a = 1, b = 350 e c = 0,007.

6. Repetição, a partir do item 2, com outro índice de umidade (U_t), até obter-se a série mais favorável.

Na Tabela 4, apresentam-se as funções-objetivo ($S_E = \sum_t || \varepsilon_t ||$), obtidas para alguns índices de umidade. Verifica-se que as variações são pequenas, o que recomenda o uso de um IPA_t , que resulte num filtro de menor extensão (ou seja, r menor), ou, se possível, das descargas (Q_t).

Tabela 4. Resultados do processo de otimização para diferentes índices de umidade.

IPA_t (r)	r = 0,7	r = 0,8	r = 0,9	r = 0,95	Q_t
S_E	61112	60358	59239	59725	58911
b	15	20	40	80	350
c	0,05	0,05	0,05	0,05	0,007

7. Análise comparativa do ganho obtido com este procedimento.

Na Tabela 5, apresentam-se as estatísticas para avaliação do desempenho do modelo nos períodos adotados para a verificação (01/01/1996 a 02/01/1997 e 24/04/1997 a 25/08/1998), em três situações distintas:

1. Utilizando-se precipitações observadas, sem nenhum desconto em função das alterações de umidade, com parâmetros constantes.
2. Utilizando-se as precipitações efetivas, calculadas com a função sigmóide baseada no IPA_t , resultante do processo de otimização, e o modelo com parâmetros constantes.
3. Utilizando-se as precipitações efetivas, calculadas com a função sigmóide baseada nas descargas, resultante do processo de otimização, e o modelo com parâmetros

constantes.

Os parâmetros utilizados no modelo linear, para os três casos, são os mesmos obtidos no primeiro passo do procedimento descrito na metodologia.

Tabela 5. Desempenho dos modelos.

Alternativa	E_P (m3/s)	C_E (%)	C_P (%)	S_E (m3/s)	$ER_{i/1}$ (%)
(1)	163,40	91,60	32,35	71773	-
(2)	144,43	93,44	47,15	60358	21,90
(3)	144,23	93,46	47,29	58911	22,09

O coeficiente $ER_{i/1}$ significa a parcela da variância que é explicada pelo modelo i (2 ou 3), além da que é explicada pelo modelo 1. Observa-se que os ganhos são pequenos (~22%) mas suficientes para confirmar a técnica pesquisada.

Com as precipitações efetivas adequadas e continuamente estimadas pelo método proposto, o modelo com parâmetros constantes mostra-se comparativamente eficiente para previsões de vazões diárias com antecedência de um dia, conforme resultados apresentados na Figura 6, onde tem-se as previsões (Q_p) e os valores efetivamente observados (Q_o) das vazões, além das precipitações efetivas (P_e) correspondentes, para o segundo período de verificação (24/04/97 a 25/08/98).

CONCLUSÕES

A conclusão mais imediata deste estudo é de que o coeficiente de escoamento pode ser relacionado a um índice representativo do grau de umidade prevalescente nos solos da bacia hidrográfica, podendo esta relação ser representada por uma função sigmóide.

No caso do método utilizado neste trabalho, o coeficiente de escoamento pode ser redefinido como “o coeficiente, relacionado a um índice que representa o grau de umidade do solo que, multiplicado pela precipitação acumulada original, transforma-a na precipitação efetiva”. A precipitação efetiva, por sua vez, passa a ser “a parcela da precipitação acumulada ocorrida que relaciona-se linearmente à descarga observada na seção de controle”.

O fato de que, mesmo para índice zero, o coeficiente de escoamento não é nulo, é significativo, uma vez que chuvas de grandes proporções

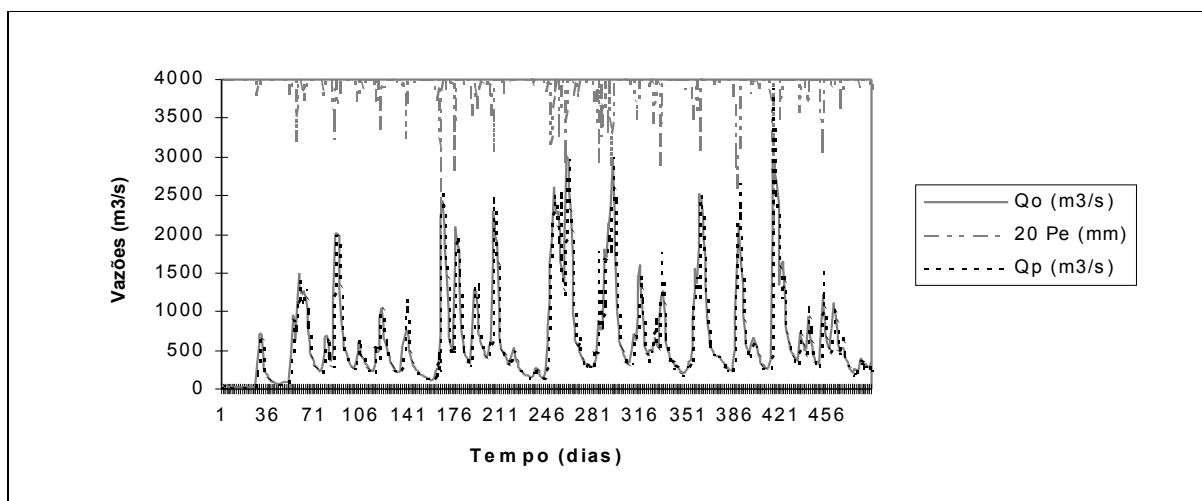


Figura 6. Previsões de vazões.

possuem relevância, mesmo após estiagens severas, embora com efeito reduzido devido à demanda de umidade do solo.

O modelo linear foi formulado propositadamente de forma muito simples. É possível (o ARMEL possui recursos para isso) incrementar o modelo tanto quanto se queira, aumentando-se o número de termos ou adotando-se diferenças.

O mais importante, em termos de previsão hidrológica (e do objetivo desta pesquisa), é que um modelo desse tipo pode ser operado com um mínimo de recursos e com bastante confiabilidade. Por exemplo, ao executar uma previsão, precisa-se seguir os seguintes passos:

1. Obtenção dos dados de chuva (P) e de vazão (Q) na seção de controle.
2. Com os dados de vazão (ou a série de precipitações antecedentes), calcular (com a equação da função sigmóide ajustada) ou retirar de um gráfico (como a Figura 5), o coeficiente de escoamento superficial (C) correspondente.
3. Calcular a precipitação efetiva com a equação $Pe = C P$.
4. Executar a previsão, utilizando a equação do modelo.

Pode-se automatizar esses procedimentos em uma planilha eletrônica ou utilizar um programa especializado, como por exemplo, o ARMEL. Neste caso, intervalos de confiança para as previsões, bem como estatísticas atualizadas sobre o desempenho do modelo, podem fazer parte dos produtos obtidos.

REFERÊNCIAS

CORDERO, A. (1988). *Previsão de Cheias com*

Modelos Simplificados do Processo Chuva-Vazão. Dissertação de Mestrado. IPH/UFRGS.

ENGEL, H. (1997). The Flood events of 1993, 1994 and 1995 in the Rhine river basin. In: *The IAHS Series of Proceedings and Reports. Publication n.239. Destructive Waters: Water-Caused Natural Disasters, Their Abatement and Control*.

KOSKO, Bart. (1992). *Neural Networks and Fuzzy Systems: A Dynamical Systems Approach to Machine Intelligence*. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1991. 2 disquetes 5 ¼ 8 arquivos, 282.938 Bytes.

KOVÁCS, Z. L. (1996). *Redes Neurais Artificiais. Fundamentos e Aplicações*. Edição Acadêmica - São Paulo. p163.

LANNA, A. E., INDURSKI, A. B. (1983). Predição de vazões médias mensais com modelos empíricos. *Revista Brasileira de Engenharia. Caderno de Recursos Hídricos*, Rio de Janeiro, 1 (2): 59-91.

LARSON, L. W. (1997). The Great USA Flood of 1993. In: *The IAHS Series of Proceedings and Reports. Publication n.239. Destructive Waters: Water-Caused Natural Disasters, Their Abatement and Control*.

LINSLEY, R. K. Jr., KOHLER, M. A., PAULHUS, J. L. H. (1949). *Applied Hydrology*. New York, McGraw-Hill. p689.

MOORE, R. J. (1980). *Real-Time forecasting of flood events using transfer-function noise models: part 2*. Wallingford, Institute of Hydrology. p155.

- NIMER, E. (1989). *Climatologia do Brasil*. Ed.: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE. 2a Edição.
- PEDROLLO, M. C. R. (CPRM) (1997). *Projeto Análise de Consistência de Dados Fluviométricos*. Bacias do Atlântico Sul, trecho sedeste, sub-bacia 87, sub-bacia do rio Camaquã. Porto Alegre: DNAEE. 54 f.
- PEDROLLO, O. C. (1988). *Previsão de Cheias em Tempo Atual com Modelos Empíricos e Empírico-Conceitual em Sistemas Fluviais com Contribuições em Percurso Relevantes*. Dissertação de Mestrado. IPH/UFRGS. p180.
- PEDROLLO, O. C., LANNA, A. E. (1991). Previsão de Cheias em Tempo Atual em Sistemas Fluviais com Contribuições Laterais Relevantes. *Revista Brasileira de Engenharia - RBE. Caderno de Recursos Hídricos*. ABRH, v9, n.2 (Out. 1991) p25-51.
- PEDROLLO, O. C. (1997). *GEDAC: Gerenciamento de Dados Contínuos: Manual do Usuário: Versão 1.0*. Porto Alegre: Instituto de Pesquisas Hidráulicas da UFRGS. p58, IL 29 cm. 0217572-1.
- SALAS, J. D., DELLEUR, J. W., YEVJEVICH, V. & LANE, W. L. (1980). *Water Resources Publication*. USA. p473.

Real Time Hydrological Forecasting with Effective Rainfall Estimated from the Logistic Function

ABSTRACT

Large floods are, generally, consequence of heavy rain combined with a previous state of soil moisture.

When flood forecasting models are empirically fitted by events, the moisture state may not seem important, because the parameters, fitted in saturated conditions, incorporate this information. In practical situations, however, one does not know if a flood is to occur, so the model may lead to noticeable errors, causing loss of confidence.

The concepts and procedures developed are an evolution of the use of soil moisture index. Here, the runoff coefficient is obtained in real time, through a fitted function (which may assume values between 0 and 1) of the index, represented by the discharge at the basin outlet or the fitted antecedent precipitation index.

A simple linear model, whose inputs are the net rainfall obtained by the proposed method, is used for real time forecasting, to the Camaquã river basin ($\cong 16000 \text{ km}^2$), into the Rio Grande do Sul state of Brazil.

The performance of the model is as good as that obtained using more complicated models, or by sophisticated techniques to continually update parameters.

The model may be operated, in practical situations, with minimal resources (a simple calculator, or a spreadsheet) with confidence, thanks to the efficiency with which the rainfall-runoff process is linearized by the prescribed method.