

Previsão Sazonal de Vazão na Bacia do Rio Uruguai 1: Ajuste e Verificação do Modelo Hidrológico Distribuído

Walter Collischonn, Carlos Eduardo Morelli Tucci

Instituto de Pesquisas Hidráulicas - UFRGS.

collischonn@iph.ufrgs.br

Recebido: 23/08/02 revisado: 09/04/03 aceito: 08/11/05

RESUMO

A previsão de vazão pode ser realizada a curto e a longo prazo. Usualmente a previsão a curto prazo é realizada com antecedência de algumas horas ou alguns dias. A previsão de longo prazo, também chamada previsão sazonal, envolve a previsão com antecedência de alguns meses, também chamada de previsão sazonal. A previsão sazonal geralmente se baseia nas estatísticas das séries hidrológicas. Com o aprimoramento dos modelos climáticos aumentou a potencialidade da previsão de vazões de longo prazo com base em modelos determinísticos climáticos e hidrológicos. Numa seqüência de dois artigos é apresentado um exemplo do uso integrado de um modelo climático e um hidrológico para previsão sazonal de vazão na bacia do rio Uruguai. Neste primeiro artigo é apresentada a etapa de calibração do modelo hidrológico de grandes bacias (MGB) no Alto Uruguai. No artigo seguinte é apresentada a previsão e a avaliação dos seus resultados. O ajuste do modelo foi realizado em duas etapas: (a) utilização de parâmetros de uma bacia vizinha e; (b) calibração automática multi-objetivo baseada em um algoritmo genético. O primeiro permite avaliar a capacidade do modelo de extrapolar resultados e o segundo a capacidade da otimização para obter um ajuste único para o conjunto de postos da bacia. O ajuste foi verificado em vários postos pluviométricos com resultados bons, tanto nos hidrogramas como na curva de permanências e nas estatísticas das séries.

Palavras-chaves: previsão sazonal, modelo hidrológico distribuído.

PREVISÃO DE VAZÃO

A previsão hidrológica é a estimativa com uma determinada antecedência da vazão ou nível de um determinado rio, lago ou reservatório. A previsão pode ser realizada em curto prazo (horas ou até pouco dias), também chamada de previsão em *tempo real*, ou longo prazo, em que o horizonte de previsão é de algumas semanas ou meses. Historicamente as previsões de longo prazo estiveram baseadas em: (a) associações entre variáveis causa-efeito, como os indicadores de pressão e temperatura do Pacífico (por exemplo El Niño) e a vazão de bacias influenciadas por estas condições (Uvo e Graham, 1998; Hamlet e Lettenmaier, 1999; Costa et al., 1997 Cardoso et al., 2001); ou (b) utilização do comportamento sazonal de alguns rios, que possuem grande memória ou são dominados pela fusão da neve (Faber e Stedinger, 2001; Druce, 2001).

A previsão de curto prazo tem apresentado avanços importantes quando são utilizadas previsões meteorológicas de precipitação como entrada dos

modelos hidrológicos, aumentando a informação e a antecipação da previsão (Yu et al., 1999; Yates et al., 2000; Damrath et al., 2000; Ibbitt et al., 2001).

A previsão de longo prazo vem sendo desenvolvida através do uso dos modelos climáticos e hidrológicos (Galvão, 1999; Wood et al., 2002), mas ainda existem diversos obstáculos a sua utilização mais ampla. Em alguns casos as previsões de chuva de longo prazo apresentam erros sistemáticos, e estes erros podem ser maiores do que previsões mais simples, baseadas nas médias da série histórica. Outro obstáculo à utilização das previsões é que os modelos climáticos e hidrológicos utilizados geralmente apresentam discretização incompatíveis entre si. De maneira geral, os modelos hidrológicos descrevem os processos em escala menor do que os modelos de previsão de tempo e clima. Para a utilização combinada de modelos climáticos e hidrológicos é grande o esforço de ajuste e verificação de um modelo hidrológico de grande escala devido à discretização e o número de locais de ajuste e verificação.

O primeiro desafio é o de melhorar a qualidade das previsões de precipitação quantitativas. A precipitação é, provavelmente, a variável mais difícil de se prever utilizando os modelos numéricos de tempo e clima, mas o desenvolvimento destes modelos e dos recursos computacionais vem permitindo avanços na previsão quantitativa de precipitação e de outras variáveis (Hollingsworth, 2003; Mao et al., 2000; McBride e Ebert, 2000; Collier e Krzysztofiwicz, 2000; Damrath et al., 2000; Golding, 2000).

O segundo desafio é desenvolver modelos hidrológicos adequados para representar a transformação de chuva em vazão em grandes bacias. Estes modelos deveriam representar o movimento da água através e debaixo da superfície terrestre, em escala e em grau de complexidade apropriados, e deveriam ter em comum com os modelos climáticos a representação da relação entre solo, planta e atmosfera (Shuttleworth, 1991).

O terceiro desafio envolve a eficiência do ajuste de um modelo hidrológico em bacias de grande porte (de mais de 10.000 km²) com vários postos fluviométricos em que os resultados do modelo podem ser avaliados (Gottschalk e Motovilov, 2000).

MODELOS DE PREVISÃO

Os modelos de previsão de tempo e clima podem ser globais, quando representam a atmosfera de todo o planeta, ou regionais, quando representam apenas uma região. Atualmente, a resolução espacial dos modelos globais é da ordem de 100 a 200 km e dos modelos regionais (ou de mesoescala) da ordem de algumas dezenas de km (de pouco menos de 10 a 40 km), cobrindo regiões de dimensões continentais ou subcontinentais. Esta escala espacial não corresponde à escala em que, frequentemente, são utilizados os modelos hidrológicos de transformação chuva – vazão. Além disso, a forma de retratar os processos hidrológicos varia com a magnitude das bacias, com os objetivos dos estudos envolvidos, com a disponibilidade de dados e a precisão desejada. Assim, os modelos hidrológicos adequados para as pequenas bacias não são, em geral, adequados para a simulação de grandes bacias (Becker, 1995; Eagleson, 1994).

As primeiras iniciativas no campo da simulação de grandes bacias partiram de meteorologistas, procurando representar os processos terrestres do ciclo hidrológico em extensões continentais, dentro dos modelos numéricos de simulação do clima. A escala espacial necessária para a caracterização dos

processos climáticos envolve dimensões da ordem do globo terrestre. A compatibilização da escala da representação hidrológica e meteorológica passou a ser o primeiro desafio. De outro lado, as metodologias utilizadas nos modelos globais climáticos procuram representar fisicamente os processos envolvidos. Estes modelos representam a vegetação, a evapotranspiração e as camadas superficiais do solo com um grande número de parâmetros. A representação da propagação horizontal do escoamento, por outro lado, está ausente ou é extremamente simplificada (Sausen et al., 1994).

Na hidrologia a simulação de grandes bacias tem sido realizada utilizando modelos concentrados, aplicados de forma semi-distribuída, ou de modelos distribuídos com intervalos de tempo semanal ou mensal. Nestes modelos a propagação horizontal da vazão é valorizada, mas os processos de geração de escoamento são simplificados, não levando em conta, por exemplo, o papel das diferentes coberturas vegetais.

No intervalo definido entre estas duas abordagens existe a necessidade de desenvolver modelos hidrológicos adequados à simulação dos processos de transformação de chuva em vazão em grande escala.

Além das características citadas por Shuttleworth (1991), descritas antes, os modelos de grandes bacias deveriam incorporar métodos de propagação das vazões adaptados para resolução espacial relativamente baixa, típica dos modelos climáticos.

Outras características desejáveis nos modelos de grandes bacias são: a compatibilidade com o volume de informações disponível; o realismo da representação do processo físico; a associação entre os valores dos parâmetros e as características físicas das bacias; e a simplicidade e praticidade na aplicação (Pimentel da Silva e Ewen, 2000).

Na última década foram desenvolvidos alguns modelos de grandes bacias, buscando atingir os objetivos descritos acima. Entre estes pode-se destacar o modelo VIC-2L (Lettenmaier, 2000, Liang et al., 1994; Lohmann et al., 1998a e Nijssen et al., 1997), o modelo SLURP (Kite, 1995; Kite e Kowen, 1992) e o modelo LARSIM (Bremicker, 1998).

Collischonn e Tucci (2001) apresentaram um modelo hidrológico distribuído, adaptado para grandes bacias, que foi testado em aplicações nas bacias do rio Taquari Antas, no RS, e Taquari, no MS. Neste artigo é apresentada a discretização e o ajuste multiobjetivo (Collischonn e Tucci, 2002; Yapo et al., 1998) para a bacia do rio Uruguai com dados de precipitação observada.

No artigo seguinte é descrito o uso conjunto deste modelo com as previsões do modelo climático

do CPTEC para a previsão de longo prazo (ou sazonal) (Collischonn et al., 2002).

O MODELO HIDROLÓGICO DE GRANDES BACIAS - MGB

O modelo hidrológico utilizado foi desenvolvido para simular o processo de transformação de chuva em vazão em grandes bacias hidrográficas. O modelo é distribuído e utiliza células regulares, as quais são sub-divididas em blocos, de acordo com as informações sobre os tipos e usos do solo e a cobertura vegetal da bacia (Collischonn e Tucci, 2001; Collischonn, 2001). O intervalo de tempo de cálculo é de 1 dia ou menos, embora alguns processos de cálculo internos, como a propagação de ondas de cheia nos rios, utilizem intervalos de tempo de algumas horas.

Na maioria das aplicações a resolução espacial (ou o tamanho das células) variou entre 10 x 10 km e 0,1 x 0,1 graus, o que equivale a, aproximadamente, 11 x 11 km na bacia do rio Uruguai.

A variabilidade espacial da precipitação é considerada através da interpolação dos dados dos postos pluviométricos para cada uma das células.

A variabilidade dos tipos de solos e do seu uso e cobertura vegetal é considerada através da utilização de planos de informação classificados a partir de imagens de satélite, ou mapas digitalizados. A variabilidade espacial do relevo é considerada através da utilização do modelo numérico do terreno (MNT) da região da bacia. O MNT utilizado tem, sempre, uma resolução espacial maior do que a resolução espacial das células do modelo. Desta forma há uma grande quantidade de informações do relevo no interior de cada célula, e esta informação é utilizada para regionalizar alguns parâmetros do modelo.

O balanço de água no solo é realizado utilizando uma metodologia baseada na geração de escoamento superficial por excesso de capacidade de armazenamento, porém com uma relação probabilística entre a umidade do solo e a fração de área de solo saturada. Esta relação tem sido usada em diversos modelos hidrológicos, especialmente em modelos de grandes bacias (Moore e Clarke, 1981; Zhao et al., 1980, Todini, 1996, Arnell, 1999, Bremicker, 1998; Lettenmaier, 2000).

A evapotranspiração é estimada, para cada bloco em cada célula, através do método de Penman – Monteith (Shuttleworth, 1993), de forma semelhante ao modelo apresentado por Wigmosta et al. (1994).

A propagação da vazão nos rios é realizada utilizando o método de Muskingun-Cunge linear (Tucci, 1998). A propagação de vazão no interior de cada célula é realizada utilizando a metodologia do reservatório linear simples, em três processos paralelos: escoamento superficial, escoamento sub-superficial e escoamento subterrâneo.

Embora alguns processos sejam representados de forma conceitual o modelo hidrológico conta com uma base física, o que fortalece a relação entre os parâmetros e as características físicas da bacia. Maiores detalhes sobre o modelo de grandes bacias encontram-se em Collischonn e Tucci (2001) ou em Collischonn (2001).

BACIA DO RIO URUGUAI

O rio Uruguai é, junto com o rio Paraná, um dos maiores formadores do rio da Prata. O rio Uruguai forma-se na região sul do Brasil, entre os Estados de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul, a partir da confluência dos rios Canoas e Pelotas. A partir da confluência com o rio Peperi – Guaçu, na sua margem direita, o rio Uruguai passa a definir a fronteira entre o Brasil e a Argentina. Esta situação se mantém até a confluência com o rio Quaraí, quando o rio Uruguai passa a definir a fronteira entre a Argentina e o Uruguai, até formar o rio da Prata, juntamente com o rio Paraná.

A área da bacia do rio Uruguai no trecho brasileiro, simulado neste estudo, (sub-bacias 70, 71, 72, 73 e parte da 74, DNAEE - ANEEL), cobre uma área total de, aproximadamente, 75.000 km².

As nascentes dos rios Canoas e Pelotas estão localizadas em uma região de campos, a uma altitude que ultrapassa os 1500 m, e a confluência com do rio Uruguai com o Peperi-Guaçu está a cerca de 150 m de altitude. Os dados do relevo foram obtidos a partir do modelo numérico do terreno da base do Serviço Geográfico dos EUA - USGS (Bliss e Olsen, 1999 – figura 1). A precipitação anual média varia de aproximadamente 1300 mm na região de maior altitude, a mais de 2000 mm em alguns locais no Oeste de Santa Catarina, e é relativamente bem distribuída ao longo do ano. A bacia do rio Uruguai é vizinha à bacia do rio Taquari-Antas, em que foi realizada uma aplicação anterior do modelo (Collischonn e Tucci, 2001), e é semelhante a esta quanto aos tipos de solos e à litologia, isto é, o solo é predominantemente argiloso e a litologia é formada por rochas basálticas.

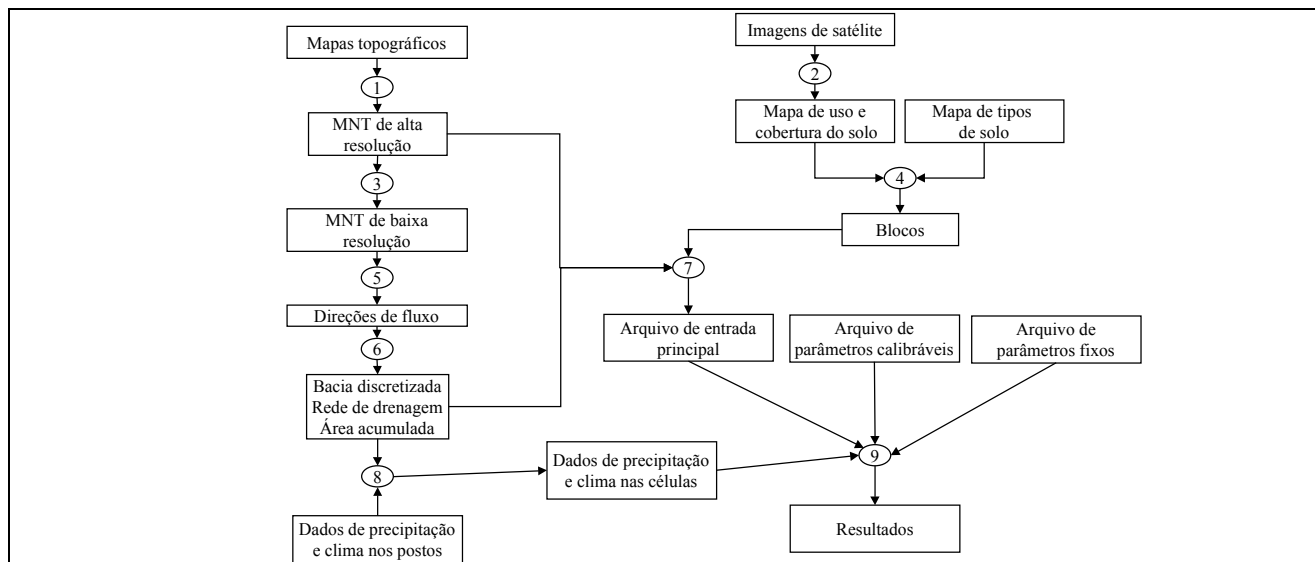


Figura 1 - Fluxograma de uma aplicação do modelo hidrológico, com relação aos dados de entrada e ao geoprocessamento.

A vegetação original na bacia era de florestas, com exceção das regiões mais altas, em que existem alguns campos nativos. Grande parte das florestas foi substituída por lavouras a partir do início do século XX. As informações de uso do solo usadas são do banco de dados globais do Serviço Geológico dos Estados Unidos (http://edcdaac.usgs.gov/glcc/sadoc2_0.html#lamb) e do banco de imagens do satélite NOAA AVHRR, captadas pelo Centro de Pesquisa em Sensoriamento Remoto e Meteorologia da UFRGS. O mapa de uso de solo e cobertura vegetal original do USGS, denominado *South America Seasonal Land Cover Regions*, cobre toda a América do Sul e apresenta 166 classes de uso e cobertura. Este mapa foi obtido a partir da classificação de imagens do satélite NOAA AVHRR, cuja resolução espacial é de, aproximadamente, 1km. Destas 166 classes, apenas uma pequena parte está presente na bacia do rio Uruguai. Além disso, determinadas regiões estão mal classificadas ou apresentam classificação exageradamente detalhada para o uso no modelo hidrológico. Assim, a classificação original foi corrigida e adaptada, resultando em 6 classes, conforme a Tabela 1, que também apresenta a fração da área da bacia em que predomina cada uma das classes.

Em consequência das características heterogêneas de uso de solo na região da bacia do rio Uruguai, em que predominam pequenas proprieda-

des rurais, e da resolução espacial relativamente baixa das imagens que deram origem ao mapa, grande parte da área foi classificada como sendo de uso e cobertura vegetal mistos, como agricultura mais pastagem ou floresta mais pastagem. Nestas classes não é possível saber qual a proporção de cada uso e cobertura que compõem a mistura.

Tabela 1 - Classes de uso do solo e cobertura vegetal na bacia do rio Uruguai.

Número	Classe de uso e cobertura	Fração da área da bacia
1	Pastagem	16%
2	Agricultura + pastagem	7%
3	Agricultura + floresta	29%
4	Floresta	26%
5	Floresta + pastagem	21%
6	Água	1%

O mapa de solos da bacia foi obtido a partir do mapa do levantamento RADAM Brasil. Os solos predominantes são o Brunizém Avermelhado, e diversos tipos de Latossolos, todos com textura argilosa. A bacia do rio Uruguai, até o ponto escolhido, está localizada completamente sobre a região do

derrame basáltico sul-brasileiro, o que é importante do ponto de vista hidrológico, devido a baixa capacidade de armazenamento de água nos aquíferos deste tipo de rocha, exceto nos casos de grande densidade de fraturas.

A Tabela 2 apresenta os tipos de solos mais comuns na bacia e a fração da área total da bacia em que predominam. Devido à semelhança entre as características físicas entre os diversos tipos de latossolos, do ponto de vista hidrológico, as classes de solos da bacia foram reagrupadas em três grupos. As outras classes de solos menos freqüentes, e que não aparecem na Tabela 2, também foram reagrupadas, com base nas características que podem influenciar o comportamento hidrológico. A Tabela 3 apresenta o resultado da classificação dos grupos de solos considerada neste trabalho.

Tabela 2 - Tipos de solos mais comuns na bacia do rio Uruguai

Tipo	Nome	Fração da área da bacia
LBC + LBR	Latossolo Bruno Câmbico e Latossolo Bruno Roxo	19 %
LR + LE	Latossolo Roxo e Latossolo Vermelho escuro	21 %
BV + Re	Brunizém Avermelhado e Litólico eutrófico	40 %
CBH	Cambissolo Bruno Húmico	8 %

Tabela 3 - Grupos de solos considerados na modelagem da bacia do rio Uruguai.

Grupo	Nome	Fração da área da bacia
1	Latossolos	46 %
2	Brunizém Avermelhado e Litólico eutrófico	40 %
3	Cambissolo Bruno e Litólicos	14 %

O primeiro grupo inclui todos os tipos de latossolos, que são muito argilosos e profundos. O segundo grupo é formado pela associação de Brunizém Avermelhado e solos Litólicos. Esta associação é caracterizada por solos, em geral, menos profundos que os latossolos e, portanto, com menor capacidade de armazenamento de água. O terceiro grupo é formado pelo Cambissolo Bruno Húmico e alguns

tipos de solos litólicos, que ocorrem nas regiões mais altas da bacia, em altitudes de mais de 900 m. Este grupo também é caracterizado por solos pouco profundos. Os solos litólicos são, em geral, os que mais facilmente produzem escoamento superficial, devido à sua baixa capacidade de armazenamento. O mapeamento disponível apresenta os solos litólicos em associação com o Brunizém Avermelhado e, por isso, não é possível distinguir as regiões em que existe exclusivamente este tipo de solo. A profundidade média dos solos do grupo 2 e o seu comportamento hidrológico dependem da maior ou menor proporção dos solos litólicos na associação.

AJUSTE DO MODELO

O ajuste do modelo foi realizado em duas fases. Na primeira fase o modelo foi aplicado sem calibração, testando os valores dos parâmetros obtidos na calibração em outra bacia, com o objetivo de verificar a possibilidade de transferir valores de parâmetros entre bacias. Na segunda fase o modelo foi calibrado utilizando uma metodologia de otimização automática multi-objetivo baseada num algoritmo evolutivo.

Estimativa com base em bacia vizinha

Entre as vantagens dos modelos hidrológicos que têm alguma base física está a possibilidade de utilizar parâmetros sem a etapa de calibração. Isto pode ser feito relacionando os valores dos parâmetros diretamente com as características físicas, como o tipo de solo ou a cobertura vegetal (Rossato et al., 1998), ou por meio da regionalização, que também inclui variáveis relacionadas às características físicas da bacia (Abdulla e Lettenmaier, 1997a; Abdulla e Lettenmaier, 1997b; Fackel, 1997). Também podem ser utilizados os parâmetros calibrados em bacias vizinhas, com características semelhantes.

Na aplicação do modelo à bacia do rio Uruguai, esta última alternativa foi testada utilizando os parâmetros calibrados para a bacia do rio Taquari-Antas (Collischonn e Tucci, 2001), a qual é vizinha à bacia do rio Uruguai. Esta opção foi feita em função da semelhança entre as bacias do rio Uruguai e Taquari – Antas. Estas bacias apresentam o mesmo regime pluviométrico, os mesmos tipos de solos e topografia semelhante. Além disso, as duas bacias estão localizadas sobre a região de derrame basáltico do sul do Brasil, o que condiciona algumas características hidrológicas, especialmente as relacionadas às vazões mínimas.

Os blocos de uso do solo e cobertura vegetal utilizados na aplicação do rio Uruguai não são exatamente os mesmos que os da aplicação no rio Taquari – Antas. Isto decorre especialmente das diferenças entre as fontes de dados de cobertura vegetal. Enquanto na classificação de uso e cobertura na bacia do rio Taquari foram utilizadas imagens de satélite LANDSAT TM5 (resolução 30 m), no caso do rio Uruguai foram utilizadas as classificações baseadas em imagens do satélite NOAA AVHRR, de resolução espacial menor (1 km, aproximadamente). Como resultado da menor resolução espacial, muitas áreas são classificadas como áreas de mistura de classes como, por exemplo, pastagem com floresta. Por isso, a primeira estimativa dos parâmetros relacionados aos blocos foi feita com base nos valores utilizados para a bacia do rio Taquari – Antas, mas considerando a mistura de coberturas. Os valores dos parâmetros utilizados nesta primeira aplicação são dados na Tabela 4.

Com estes valores de parâmetros, o modelo foi aplicado no período de 01/jan/1985 a 31/12/1995. A figura 3 apresenta um trecho do hidrograma de vazões médias diárias (observadas e calculadas – ano 1987) desta primeira aplicação no posto fluviométrico de Passo Caxambu, no rio Uruguai.

Tabela 4 - Valores dos parâmetros do modelo hidrológico.

Parâmetro	Bloco	Valor	unidade
W _m	Água	0	mm
	Floresta + Pastagem	200	
	Agricultura + floresta	200	
	Floresta	200	
	Floresta em solo raso	200	
	Pastagem	150	
	Pastagem em solo raso	150	
	Agricultura + pastagem	100	
	b		0,1
K _{INT}		7,2	mm
K _{BAS}		0,50	mm
DM _{cap}		0,0	mm
C _S		14	-
C _I		90	-
C _B		600	dias

A qualidade dos resultados da aplicação do modelo foi avaliada quantitativamente verificando, em alguns postos fluviométricos (figura 2), os valo-

res do coeficiente de Nash-Sutcliffe (R2), do coeficiente de Nash-Sutcliffe dos logaritmos das vazões (R_{log}) e da relação entre volumes medidos e calculados (ΔV), conforme as equações 1, 2 e 3.

$$R2 = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{nt} (Q_{obs}(t) - Q_{cal}(t))^2}{\sum_{t=1}^{nt} (Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (1)$$

$$R_{log} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{nt} (\log(Q_{obs}(t)) - \log(Q_{cal}(t)))^2}{\sum_{t=1}^{nt} (\log(Q_{obs}(t)) - \overline{\log(Q_{obs})})^2} \quad (2)$$

$$\Delta V = \frac{\sum_{t=1}^{nt} (Q_{cal}(t)) - \sum_{t=1}^{nt} (Q_{obs}(t))}{\sum_{t=1}^{nt} (Q_{obs}(t))} \quad (3)$$

onde t indica o intervalo de tempo; nt é o número de intervalos de tempo; V é o volume (m³); ΔV é o erro relativo adimensional deste volume; Q_{cal} é a vazão calculada no posto (m³.s⁻¹); Q_{obs} é a vazão observada (m³.s⁻¹); e $\overline{Q_{obs}}$ é a média das vazões observadas (m³.s⁻¹). A tabela 5 apresenta alguns valores de funções objetivo que avaliam o desempenho do modelo no período de 1985 a 1995.

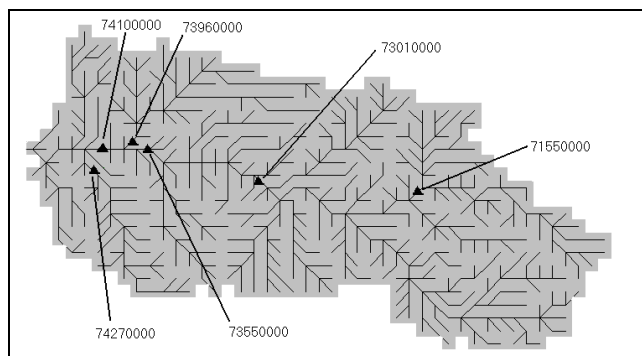


Figura 2 - Rede de drenagem gerada na bacia do rio Uruguai e os principais postos fluviométricos considerados.

Os resultados da aplicação são bons (figura 3 e Tabela 5), considerando que não houve ajuste dos parâmetros do modelo na própria bacia. Os valores dos coeficientes R2 e R_{log} poderiam ser considerados aceitáveis mesmo que o modelo já tivesse sido calibrado nesta bacia. Por outro lado, as diferenças entre os volumes calculados e observados são relativamente altas em quase todos os postos.

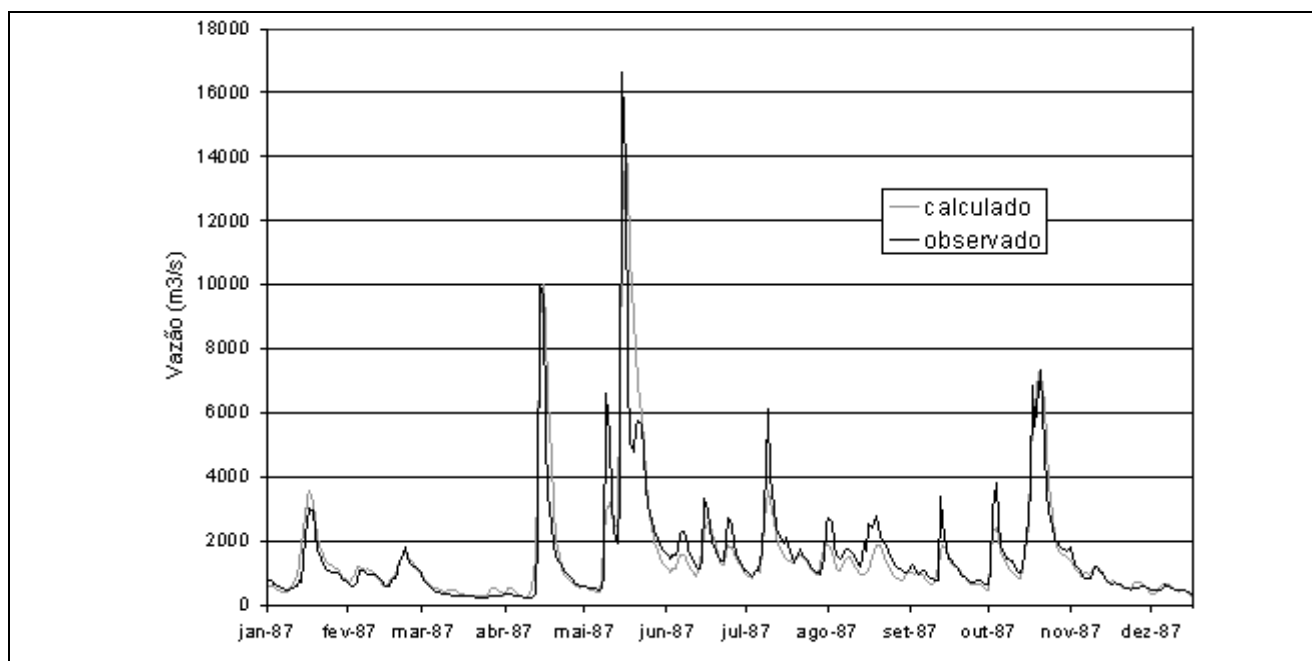


Figura 3 - Hidrograma de vazões observadas e calculadas no rio Uruguai, em Passo Caxambu, com parâmetros calibrados na bacia do rio Taquari Antas

Tabela 5 - Valores de estimativas de qualidade de ajuste dos hidrogramas calculado e observado para alguns postos fluviométricos na bacia do rio Uruguai com os parâmetros calibrados na bacia do rio Taquari Antas.

Código	Posto	Rio	Área da bacia (km ²)	R2	R _{log}	ΔV (%)
71550000	Passo Caru	Canoas	9.868	0,62	0,67	-21,7
73010000	Marcelino Ramos	Uruguai	41.267	0,79	0,80	-3,4
73550000	Passo Caxambu	Uruguai	52.671	0,84	0,83	-7,4
73960000	Barra do Chapecó	Chapecó	8.267	0,76	0,73	-11,9
74270000	Passo Rio da Várzea	Da Várzea	5.356	0,76	0,75	-16,9

Os bons resultados desta primeira aplicação, utilizando os valores dos parâmetros calibrados para a bacia do rio Taquari Antas, revelam uma característica importante do modelo, que é, justamente, a possibilidade de transferir valores de parâmetros entre duas bacias de características físicas semelhantes. Esta aplicação corresponde a um teste do tipo 1b, descrito por Klemes (1986), para a avaliação de um modelo hidrológico, isto é, calibrar o modelo em uma bacia A e testar o modelo com os mesmos parâmetros em uma bacia B. Os bons resultados indicam que o modelo poderá ser importante na geração de séries de vazões em locais sem dados medidos.

De todos os resultados apresentados na Tabela 5, aqueles referentes ao posto do rio Canoas são os menos satisfatórios. A causa provável para isto é que a bacia do rio Canoas, que compreende

a região mais fria do país, já se apresenta bastante diferente, nas suas características físicas, da bacia do rio Taquari-Antas. Além disso, não foram utilizados dados de postos meteorológicos específicos desta região e os dados dos postos pluviométricos desta região apresentam muitas falhas no período considerado.

Ajuste na bacia do rio Uruguai com otimização multi-objetivo

O ajuste na bacia foi realizado utilizando um método de calibração automática multi-objetivo, baseado em um algoritmo evolutivo, semelhante a um algoritmo genético, descrito por Yapó et al. (1998). Este algoritmo, denominado MOCOM-UA, foi utilizado, também, para calibrar

o modelo IPH-II, conforme Collischonn e Tucci (2003), e está descrito mais detalhadamente neste artigo. No presente trabalho são apresentados apenas os aspectos da calibração multi-objetivo mais relevantes no contexto de modelos distribuídos de grandes bacias.

A calibração multi-objetivo tem a vantagem de considerar dois ou mais aspectos do ajuste dos hidrogramas, o que, de certa forma, constitui uma imitação da calibração manual (Boyle et al., 2000). O resultado final de uma calibração multi-objetivo não é apenas um, mas vários conjuntos de valores para os parâmetros do modelo, situados ao longo de uma curva ou superfície que se denomina Região de Pareto ou Curva de Pareto. A característica dos conjuntos de parâmetros que estão na região de Pareto é que não é possível encontrar outro conjunto de parâmetros que resulte em melhores valores de todas as funções-objetivo ao mesmo tempo (Collischonn e Tucci, 2002). Esta característica pode ser utilizada para avaliar a incerteza da simulação associada aos parâmetros calibrados (Gupta et al., 1998; Sorooshian et al., 1998, Collischonn e Tucci, 2002) e pode ajudar a analisar se o modelo hidrológico tem uma estrutura adequada para representar o processo real (Wagner et al., 2001).

Os algoritmos evolutivos e os algoritmos genéticos são baseados na evolução de uma população de elementos (que podem ser os conjuntos de parâmetros a serem calibrados) em busca dos valores ótimos de uma ou mais funções-objetivo (Goldberg, 1989; Wang, 1991; Duan et al., 1992; Franchini et al., 1998; Diniz, 1999; Bonabeau et al., 2000; Abbaspour et al., 2001).

A calibração automática com um algoritmo genético já foi utilizada em um modelo distribuído por Eckhardt e Arnold (2001), porém utilizando o algoritmo SCE-UA (Duan et al., 1992), que otimiza apenas uma função-objetivo. Este algoritmo pode ser utilizado repetidamente, em conjunto com uma função que integra todos os objetivos da calibração através de pesos relativos, para encontrar uma aproximação da região de Pareto (Madsen, 2003; Madsen, 2000). Entretanto, esta metodologia é pouco eficiente, exigindo um tempo de processamento que pode ser excessivo.

O algoritmo proposto por Yapo et al. (1998), denominado MOCOM-UA (*Multiple Complex Evolution Algorithm – University of Arizona*), procura otimizar todas as funções-objetivo ao mesmo tempo, através de um procedimento de classificação das soluções por critérios de dominância e não dominância, descritos em Collischonn e Tucci (2002). Através desta busca simultânea e do pro-

cedimento de classificação, o algoritmo MOCOM-UA torna-se mais eficiente do que o uso repetido de um método de otimização mono-objetivo, como o proposto por Madsen (2000).

Para a aplicação deste método de calibração multi-objetivo devem ser escolhidas as funções-objetivo a otimizar e o tamanho da população de pontos (ou conjuntos de parâmetros) que constitui a base para o algoritmo evolutivo.

O algoritmo MOCOM-UA (Yapo et al., 1998) foi aplicado para a calibração do modelo hidrológico de grandes bacias (MGB) na bacia do rio Uruguai, utilizando os dados do período de 1985 a 1995. A faixa em que foi permitido ao algoritmo variar os valores dos parâmetros no procedimento de calibração é apresentada na Tabela 6. Estes limites definem uma faixa relativamente estreita, em função do conhecimento obtido durante a aplicação do mesmo modelo às bacias do rio Taquari-Antas e do próprio rio Uruguai, descrito no item anterior.

Tabela 6 - Faixa de valores em que se permitiu a variação dos parâmetros durante a calibração.

Parâmetro	Limite mínimo	Limite máximo
B	0,01	0,5
Kint	0,72	72
Kbas	0,05	1
Cs	1,4	28
Ci	9	180
Wm (Floresta + Pastagem)	40	400
Wm (Agricultura + Floresta)	40	400
Wm (Floresta)	40	400
Wm (Floresta em solo raso)	40	400
Wm (Pastagem)	30	300
Wm (Pastagem em solo raso)	30	300
Wm (Agricultura + Pastagem)	20	200

As funções-objetivo consideradas foram o erro entre volumes calculados e observados (equação 3) e o coeficiente de Nash-Sutcliffe (equação 1). Estas funções foram analisadas em cinco postos fluviométricos, conforme a Tabela 7. Após o cálculo de R² e ΔV para cada um dos postos fluviométricos individualmente, totalizando 10 funções-objetivo, os valores foram combinados de acordo com as equações 4 e 5, resultando apenas duas funções-objetivo.

Tabela 7 - Postos considerados durante a calibração multi-objetivo e os valores dos ponderadores dos postos fluviométricos.

Número (i)	Código	Posto	Rio	Área da bacia	Ponderador(x _i)
1	71550000	Passo Caru	Canoas	9.868	0,05
2	73010000	Marcelino Ramos	Uruguai	41.267	0,05
3	73550000	Passo Caxambu	Uruguai	52.671	0,50
4	73960000	Barra do Chapecó	Chapecó	8.267	0,20
5	74270000	Passo Rio da Várzea	Da Várzea	5.356	0,20

Tabela 8 - Valores dos parâmetros encontrados através da calibração multi-objetivo.

Parâmetro	Valor mínimo	Valor máximo	Valor p/ melhor F1	Valor p/ melhor F2
b	0,11	0,15	0,15	0,13
Kint	37,2	44,5	44,5	37,2
Kbas	0,98	1,00	1,00	0,99
Cs	1,7	2,7	1,7	2,1
Ci	76,5	90,9	90,9	90,9
Wm (Floresta + Pastagem)	92	118	96	118
Wm (Agricultura + Floresta)	54	78	72	54
Wm (Floresta)	230	272	272	234
Wm (Floresta em solo raso)	286	352	336	286
Wm (Pastagem)	152	173	153	173
Wm (Pastagem em solo raso)	219	248	219	242
Wm (Agricultura + Pastagem)	20	38	38	21

$$F1 = 1 - \sum_{i=1}^5 x_i \cdot R2_i \quad (4)$$

$$F2 = \sum_{i=1}^5 x_i \cdot |\Delta V_i| \quad (5)$$

Nessas equações F1 é a primeira função-objetivo (um menos a média ponderada dos coeficientes de Nash–Sutcliffe das vazões); F2 é a segunda função-objetivo (média ponderada dos erros relativos de volume); x_i é um ponderador aplicado a cada um dos postos fluviométricos conforme a tabela 7; R2_i é a função-objetivo R2 calculada para o posto i; e ΔV_i é a função-objetivo ΔV calculada para o posto i.

A escolha dos valores dos ponderadores apresentados na Tabela 7 teve como objetivo priorizar o ajuste no posto fluviométrico de Passo Caxambu, onde a área da bacia é relativamente grande. Para compensar este valor alto, foi dado pouco peso aos postos fluviométricos localizados a montante de Passo Caxambu (Passo Caru e Marcelino Ramos) porque as bacias destes postos estão contidas na bacia de Passo Caxambu. Já para os postos dos rios Chapecó e da Várzea foram atribuídos valores médios, permitindo ao método uma calibração razoavelmente independente para estas bacias, que não estão contidas na bacia de Passo Caxambu.

A vantagem da recombinação de funções objetivo é que o método de calibração necessita de muitos pontos na população para a otimização de um problema multi-objetivo que envolve muitas funções objetivo. Teria sido possível a calibração com as dez funções-objetivo (cinco postos vezes duas F.O.), mas a um custo computacional muito maior. Com duas funções-objetivo foi possível obter uma calibração satisfatória com apenas 50 pontos na população, e mesmo assim o tempo de processamento em um computador PC Pentium III com processador de 1 GHz foi de 34 horas.

A recombinação também não prejudica a calibração uma vez que os valores combinados têm sempre a mesma ordem de grandeza, isto é, não foram combinados valores de magnitudes diferentes, o que muitas vezes representa problemas para a calibração multi-objetivo.

A calibração foi feita com uma população de 50 pontos. Isto significa que foram obtidos 50 conjuntos de valores de parâmetros que podem ser considerados bons. A Tabela 8 apresenta um resumo dos valores destes 50 conjuntos. Nesta tabela estão os valores dos parâmetros que resultaram no menor valor de F1 (coluna 4), no menor valor de F2 (coluna 5) e os valores mínimo e máximo de cada parâmetro.

A figura 4 apresenta um gráfico com os valores das funções-objetivo de todos os pontos da população no primeiro e no último passo do processo de calibração automática. Observa-se que os pontos, inicialmente dispersos na área definida pela duas funções objetivo, passam a se concentrar em uma linha no canto inferior esquerdo do gráfico, definindo a região de Pareto do problema de calibração.

Os resultados da calibração do modelo em cada um dos postos fluviométricos considerados na análise podem ser observados na Tabela 9, que mostra os valores do coeficiente de Nash Sutcliffe das vazões (R2), os valores do coeficiente de Nash Sutcliffe dos logaritmos das vazões (Rlog), e o erro de volumes (ΔV). Com exceção do erro ΔV no posto fluviométrico do rio Canoas, todos os resultados da calibração podem ser considerados bons. Os valores das três funções objetivo (R2, Rlog e ΔV) nos postos Marcelino Ramos e Passo Caxambu se destacam. Além disso, a calibração reduziu bastante os erros de volumes totais (ΔV) em quase todos os postos.

O alto valor do erro entre volumes calculados e observados no rio Canoas em Passo Caru é, provavelmente, devido ao maior número de falhas nas séries dos postos pluviométricos nesta sub-bacia e à ausência de um posto meteorológico na região, que é a mais fria e aquela que apresenta a menor evapotranspiração.

A figura 5 apresenta os hidrogramas de 1994 em Passo Caxambu e a figura 6 apresenta as curvas de permanência calculada e observada em Passo Caxambu no período de 1985 a 1995.

Observa-se que o pior ajuste ocorre para vazões inferiores à Q90. Este ajuste poderia ser melhorado se fosse utilizada, na calibração, uma função-objetivo que avaliasse, especificamente, os erros nas vazões mínimas. Entretanto, a inclusão de mais uma função-objetivo exigiria aumentar a população de conjuntos de parâmetros, o que aumentaria o tempo de processamento.

Através do algoritmo MOCOM-UA foi possível calibrar automaticamente vários parâmetros do modelo ao mesmo tempo, considerando duas funções objetivo resultantes da combinação de 10 funções-objetivo originais, obtendo-se valores fisicamente plausíveis dos parâmetros, e bons valores das funções-objetivo em vários postos fluviométricos ao mesmo tempo. Apesar do tempo de execução do programa ser longo, a calibração foi repetida algumas vezes, para verificar se o algoritmo é eficaz, isto é, se encontra sempre os mesmos valores dos parâmetros. Os testes mostraram que a calibração automática encontra sempre, aproximadamente, a mesma região dos valores dos parâmetros, com pratica-

mente os mesmos valores das funções-objetivo. O algoritmo de calibração é sensível ao número de elementos da população (número de conjuntos de parâmetros que são testados e que evoluem), tendendo a ser mais robusto à medida que a população aumenta. Por isso é possível que a população de 50 pontos seja insuficiente para a calibração confiável de um número tão grande de parâmetros. Estas características do algoritmo de calibração precisam ainda de uma investigação mais detalhada, que não pôde ser realizada neste trabalho em função das limitações de tempo e de capacidade do computador utilizado.

Tabela 9 - Estimativas de qualidade de ajuste de hidrogramas calculado e observado para alguns postos fluviométricos na bacia do rio Uruguai depois do ajuste dos parâmetros, no período de calibração (1985 a 1995).

Posto	Rio	Área da bacia (km ²)	R2	R _{log}	ΔV (%)
Passo Caru	Canoas	9.868	0,70	0,75	-19,1
Marcelino Ramos	Uruguai	41.267	0,86	0,80	+2,3
Passo Caxambu	Uruguai	52.671	0,88	0,86	-0,8
Barra do Chapecó	Chapecó	8.267	0,77	0,74	-4,1
Passo Rio da Várzea	Da Várzea	5.356	0,76	0,74	-6,2

VERIFICAÇÃO DO AJUSTE

O período total de dados da bacia utilizado foi de 1977 a 1998. O período de ajuste utilizado foi de 1985 a 1995 e os períodos de verificação foram de 1977 a 1985 e de 1994 a 1998. No período de ajuste foram utilizados cinco postos fluviométricos e no período de verificação dezesseis postos fluviométricos. O objetivo foi verificar se o desempenho do modelo se mantém para períodos de tempo distintos e em locais que não foram consideradas na calibração. Este último caso permite analisar a capacidade do modelo de gerar séries de vazões em locais sem dados.

A tabela 10 apresenta os valores do coeficiente de Nash-Sutcliffe das vazões (R2), do coeficiente de Nash-Sutcliffe dos logaritmos das vazões (Rlog), e do erro de volume (ΔV), nos dois períodos de verificação. Os resultados mostram que o modelo apresenta um bom desempenho tanto nos postos fluviométricos utilizados no processo de calibração como naqueles que não foram utilizados.

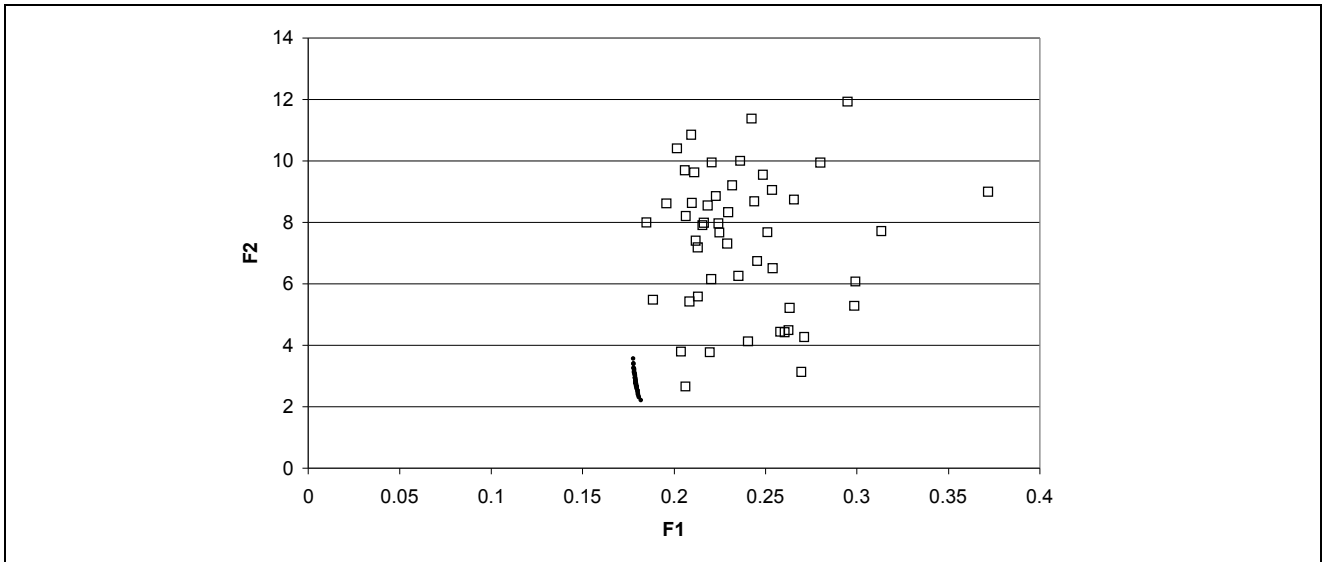


Figura 4 - Valores das funções objetivo F1 e F2 no primeiro passo da calibração (quadrados vazios) e ao final da calibração (pontos escuros concentrados mais próximos da origem formando uma linha).

Destacam-se na tabela 10 os valores altos dos coeficientes R2 e Rlog dos postos 74100000 (Iraí), 73550000 (Passo Caxambu) e 73200000 (Itá), com R2 superior a 0,90 e pequenos erros de volumes calculados.

casos. O posto 73010000, por exemplo, mostra um R2 de 0,86 no período de calibração (1985 a 1995) e 0,86 e 0,89 nos dois períodos de verificação. Isto significa que o desempenho do modelo se mantém em períodos de tempo distintos.

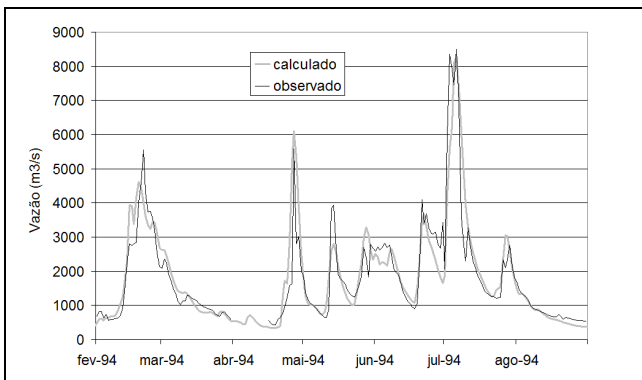


Figura 5 - Hidrogramas calculado e observado no rio Uruguai (Passo Caxambu) no ano de 1994, após a calibração dos parâmetros.

Mesmo em sub-bacias como a do rio do Peixe (postos 72810000 e 72980000), das quais não foi considerado nenhum posto no processo de calibração, a qualidade do ajuste pode ser considerada boa. Comparando as tabelas 9 e 10 observa-se que a qualidade do ajuste dos hidrogramas nos períodos de calibração e de verificação é semelhante, chegando a ser superior no período de verificação, em alguns

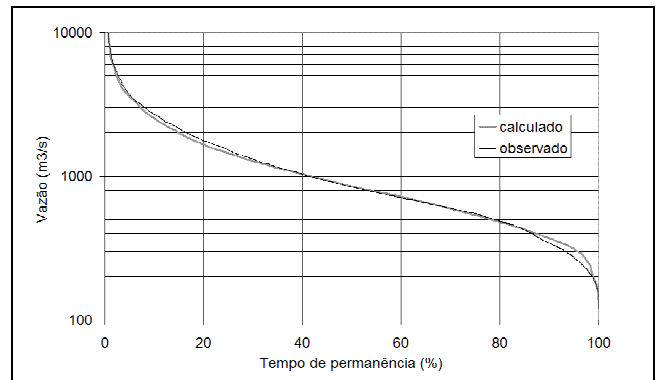


Figura 6 - Curvas de permanência de vazões diárias calculadas e observadas no rio Uruguai (Passo Caxambu) entre 1985 e 1995, após a calibração dos parâmetros.

De maneira geral, a qualidade do ajuste é melhor no período de 1977 a 1985 do que no período de 1994 a 1998. Isto ocorre porque em muitos postos pluviométricos os dados estavam disponíveis apenas até o início do ano de 1998. A redução no número de postos com dados compromete a qualidade da interpolação e a consequência é o aumento dos erros durante o ano de 1998.

Tabela 10 - Valores de estimativas de qualidade de ajuste de hidrogramas calculado e observado para postos fluviométricos na bacia do rio Uruguai nos períodos de verificação (1977 a 1985 e 1994 a 1998).

Código	Nome	Rio	Área (km ²)	1977 a 1985			1994 a 1998		
				R2	R _{log}	EV	R2	R _{log}	EV
70700000	Passo do Socorro	Pelotas	8400	0,71	0,73	-11	0,52	0,60	-5
71383000	Ponte Alta do Sul	Canoas	4631	0,46	0,71	-14	0,54	0,72	-16
71550000	Passo Caru	Canoas	9868	0,86	0,81	-12	0,83	0,85	-13
72300000	Passo do Virgílio	Uruguai	29114	0,79	0,83	9	0,64	0,81	8
72680000	Passo Colombelli	Apuaê	3626	0,86	0,76	12	0,80	0,75	2
72810000	Tangará	do Peixe	1995	0,73	0,67	-4	0,67	0,82	-17
72980000	Rio Uruguai	do Peixe	5114	0,83	0,71	12	0,81	0,86	-3
73010000	Marcelino Ramos	Uruguai	41267	0,89	0,85	6	0,86	0,86	4
73200000	Ita	Uruguai	44350	0,91	0,82	7	0,83	0,83	-1
73550000	Passo Caxambu	Uruguai	52671	0,92	0,84	1	0,86	0,87	4
73600000	Abelardo Luz	Chapecó	1850	0,80	0,72	23	0,67	0,43	-29
73770000	Porto Fae Novo	Chapecó	5880	0,80	0,72	19	0,71	0,75	-12
73960000	Barra Chapecó Auxiliar	Chapecó	8267	0,88	0,75	21	0,78	0,83	-10
74100000	Irai	Uruguai	62199	0,91	0,84	0	0,87	0,87	-9
74270000	Passo Rio da Várzea	da Várzea	5356	0,72	0,75	0	0,78	0,79	-9

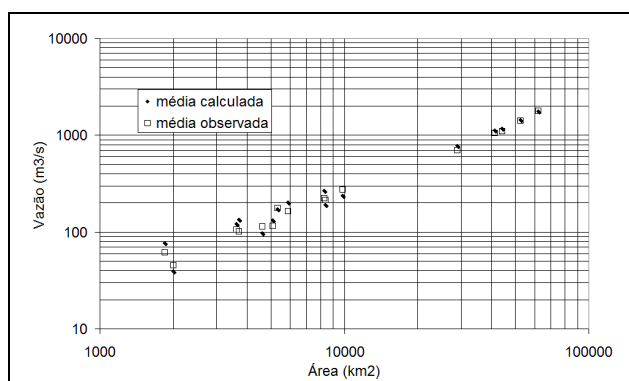


Figura 7 - Relação entre área da bacia e vazão média obtidas de dados observados e calculados pelo modelo no período de 05/1977 a 12/1985.

O desempenho do modelo hidrológico também foi avaliado no aspecto de previsões regionais de valores característicos, tais como a vazão média, as vazões de permanência 50% e 90%. As figuras 7 a 9 mostram a relação entre área e estas vazões características obtidas pelo modelo e dos dados observados nos postos fluviométricos da tabela 10.

Observa-se que o modelo produz estimativas coerentes, mesmo em bacias relativamente

pequenas, e em quase todos os postos fluviométricos analisados, embora apenas cinco deles tenham sido considerados na calibração dos parâmetros.

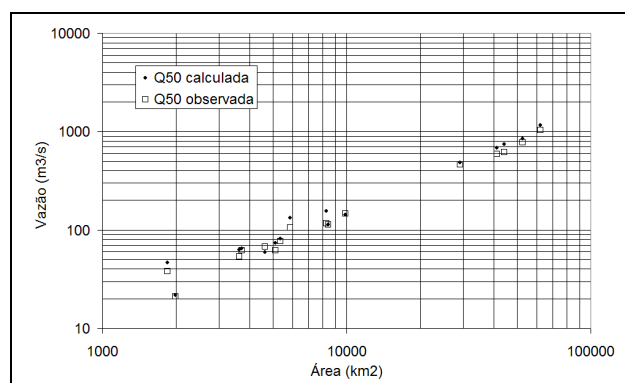


Figura 8 - Relação entre área da bacia e vazão com 50% de probabilidade de ser excedida (Q50), dos dados observados e calculados pelo modelo para 05/1977 a 12/1985.

A figura 9 mostra que, para as vazões mínimas, as estimativas obtidas com o modelo são bastante piores do que no caso das vazões médias e da Q50. É possível que isto seja consequência das funções objetivo escolhidas para a calibração automática. As duas funções objetivo utilizadas (coe-

ficiente de Nash-Sutcliffe e erro total do volume) tendem a resultar em um melhor ajuste dos hidrogramas em vazões médias e relativamente altas.

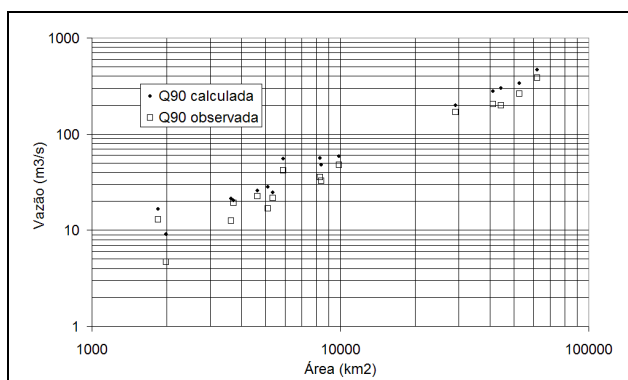


Figura 9 - Relação entre área da bacia e vazão com 90% de probabilidade de ser excedida (Q90), obtidas de dados observados e calculados pelo modelo no período de 05/1977 a 12/1985.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Neste artigo é apresentada a calibração de um modelo hidrológico distribuído à bacia do rio Uruguai. A calibração do modelo foi realizada em duas etapas. Na primeira etapa foram utilizados valores de parâmetros obtidos de uma bacia vizinha (Collischonn e Tucci, 2001). Na segunda etapa foi realizado o ajuste dos parâmetros através de um método de calibração automático multi-objetivo, baseado em um algoritmo genético ou evolutivo.

O desempenho do modelo na bacia do rio Uruguai com os parâmetros calibrados na bacia do rio Taquari Antas foi muito bom. Isto se deve à semelhança entre as duas bacias (solos, vegetação, clima) e à base física do modelo.

O método de calibração multi-objetivo permitiu imitar a calibração manual, chegando a resultados melhores do que foram obtidos com os parâmetros calibrados na bacia vizinha. A calibração multi-objetivo é uma ferramenta importante na simulação hidrológica de grandes bacias onde existem, em geral, dados de vazão em vários pontos que podem ser utilizados para verificar o ajuste dos hidrogramas calculados. O algoritmo evolutivo utilizado em combinação com o modelo hidrológico distribuído requer um tempo de processamento longo e proporcional ao número de funções objetivo que se deseja otimizar. Isto limitou o número de funções objetivo que foram considera-

das na calibração, exigindo a combinação de 10 funções-objetivo em apenas duas.

O potencial desenvolvimento dos modelos hidrológicos de grandes bacias poderá envolver a utilização de informações sobre outras variáveis da bacia, especialmente a evapotranspiração, medida diretamente através de métodos micrometeorológicos. A calibração multi-objetivo terá ainda mais importância nesta situação.

Um dos aspectos mais importantes que se observou nas aplicações do modelo distribuído nas bacias do rio Uruguai, apresentada neste trabalho, e dos rios Taquari-Antas, no Rio Grande do Sul e Taquari, no Mato Grosso do Sul apresentadas em Collischonn e Tucci (2001), é que existe uma forte dependência da qualidade dos dados de vazão simuladas com o número e a densidade espacial de postos pluviométricos na bacia. A consideração da distribuição espacial da precipitação, além de garantir melhores resultados, diminuiu a tendência de calibrar os parâmetros com valores que, na realidade, compensam as falhas no conhecimento da precipitação, como se observa nos modelos concentrados (Andréassian et al., 2001).

Os modelos hidrológicos distribuídos, embora possam ser utilizados para estimar diversas variáveis do ciclo hidrológico, ainda têm seu uso restrito à estimativa da vazão dos rios em um ou mais pontos. Esta restrição está relacionada à falta de séries de dados de outras variáveis. Uma das mais importantes é, sem dúvida, a evapotranspiração. Recentemente as medições diretas de evapotranspiração, por métodos micrometeorológicos como a covariâncias turbulentas e a razão de Bowen, vêm permitindo a estimativa dos fluxos de calor latente e sensível em alguns ambientes típicos, como o cerrado, a floresta amazônica e a caatinga (Paiva et al., 2001; Condé, 1995). Uma boa descrição dos métodos diretos de medição de evapotranspiração, da sua instrumentação e das dificuldades associadas ao seu uso pode ser encontrada em Dias et al. (2002).

Espera-se que estas medições de evapotranspiração tornem-se cada vez mais comuns, apesar do seu custo relativamente alto e das dificuldades de operação. A calibração de um modelo hidrológico distribuído em uma bacia pode ser mais consistente se, além dos dados de vazão, em diversos pontos da bacia, estiverem disponíveis alguns dados do fluxo de evapotranspiração para as diferentes coberturas vegetais representativas da bacia. Assim, os parâmetros do modelo podem ser definidos de forma a resultar em bons ajustes dos hidrogramas e em bons ajustes dos fluxos de evapotranspiração observados e calculados. É nesta

situação que os métodos de calibração multi-objetivo serão ainda mais importantes.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a ANEEL que cedeu os dados hidrológicos e financiou a pesquisa sobre a previsão hidrológica com base na previsão climática sazonal, ao CNPq pela concessão da bolsa de doutorado que manteve o primeiro autor durante sua pesquisa e aos revisores anônimos pelas valiosas sugestões.

REFERÊNCIAS

- ABBASPOUR, K. C.; SCHULIN, R.; VAN GENUCHTEN, M. Th. 2001 Estimating unsaturated soil hydraulic parameters using ant colony optimization. *Advances in Water Resources* Vol. 24 pp. 827-841.
- ABDULLA, F. A.; LETTENMAIER, D. P. 1997a Development of regional parameter estimation equations for a macroscale hydrologic model. *Journal of Hydrology* Vol. 197 Nos.1-4, pp. 230-257.
- ABDULLA, F. A.; LETTENMAIER, D. P. 1997b Application of regional parameter estimation schemes to simulate the water balance of a large continental river. *Journal of Hydrology* Vol. 197 Nos.1-4, pp. 258-285.
- ANDRÉASSIAN, V.; PERRIN, C.; MICHEL, C.; USART-SANCHEZ, I.; LAVABRE, J. 2001 Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology* Vol. 206 pp. 206-223.
- ARNELL, N. W. 1999 A simple water balance model for the simulation of streamflow over a large geographic domain. *Journal of Hydrology*, Vol. 217 pp. 314-335.
- BECKER, A. 1995 *Problems and progress in macroscale hydrological modelling*. In: Feddes, R. A. (editor) *Space and time scale variability and interdependencies in hydrological processes*. IAHS – Cambridge University, Cambridge. 181 pp.
- BLISS, N.; OLSEN, L. M. 1999 *Development of a 30 ARC-second digital elevation model of South America*. <http://edewww.cr.usgs.gov/landaac/topo30/papers/olsen.html>.
- BONABEAU, E.; DORIGO, M.; THERAULAZ, G. 2000 Inspiration for optimization from social insect behaviour. *Nature* Vol. 406 July pp.39-42.
- BOYLE, D. P.; GUPTA, H. V.; Sorooshian, S. 2000 Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strengths of manual and automatic methods. *Water Resources Research* Vol. 36, No. 12 pp. 3663-3674.
- BREMICKER, M. 1998 *Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells für das Weser und das Ostsee Einzugsgebiet als Baustein eines Atmosphären-Hydrologie-Modells*. Dissertation Doktorgrad, Geowissenschaftlicher Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität. Freiburg. Juli.
- CARDOSO, A. O.; SILVA DIAS, P. L.; COLLISCHONN, W. TUCCI, C. E. M. 2001 O papel dos Oceanos Atlântico e Pacífico no regime sazonal de vazão de rios na bacia do Uruguai. *Anais do IV Diálogo Interamericano de Gerenciamento de águas*. Foz do Iguaçu, Brasil, Setembro.
- COLLIER, C. G.; KRZYSZTOFOWICZ, R. 2000 Quantitative precipitation forecasting. *Journal of Hydrology* Vol. 239 pp. 1-2.
- COLLISCHONN, W. 2001 *Simulação hidrológica de grandes bacias*. Tese de Doutorado. IPH UFRGS.
- COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. 2001 Simulação hidrológica de grandes bacias. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Vol. 6 No. 1.
- COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. 2003 Ajuste multiobjetivo dos parâmetros de um modelo hidrológico. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*.
- COLLISCHONN, W. TUCCI, C. E. M.; SILVA DIAS, P. L.; CLARKE, R. T. 2002 Previsão sazonal de vazão na bacia do rio Uruguai 2: Previsão climática-hidrológica. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*.
- CONDÉ, R. C. C. 1995 *Fluxos de vapor d'água em um cerrado senu stricto do Distrito Federal*. Tese de Mestrado. Instituto de Ciências Biológicas. Universidade de Brasília. Brasília. 37p.
- COSTA, F. S.; DAMÁZIO, J. M.; GHIRARDI, A. O. 1997 Incorporação de tendências macroclimáticas na operação de controle de cheias. *Anais do XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Vitória, ES.
- DAMRATH, U.; DOMS, G.; FRÜHWALD, D.; HEISE, E.; RICHTER, B.; STEPELER, J. 2000 Operational quantitative precipitation forecasting

- at the German Weather Service. *Journal of Hydrology* Vol. 239 pp. 260-285.
- DIAS, N. L.; KAN, A.; GRODZKI, L. SANCHEZ, S. D.; VISSOTTO JUNIOR, D. 2002 O método de covariâncias turbulentas atenuadas (MCTA) para medição dos fluxos de calor sensível e latente: Aplicação ao Lago de Itaipu e seu redor. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos* Vol. 7 No. 1.
- DINIZ, L. S. 1999 *Calibração de modelos hidrológicos*. In: Galvão, C. O.; Valença, M. J. S. 1999 *Sistemas inteligentes*. Porto Alegre: Editora da Universidade da UFRGS – ABRH.
- DRUCE, D. J. 2001 Insights from a history of seasonal inflow forecasting with a conceptual hydrologic model. *Journal of Hydrology* Vol. 249 pp. 102-112.
- DUAN, Q.; SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. 1992 Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research* Vol. 28 No. 4. pp. 1015-1031.
- EAGLESON, P. S. 1994 The evolution of modern hydrology (from watershed to continent in 30 years). *Advances in Water Resources*, Vol. 17 pp. 3-18.
- ECKHARDT, K.; ARNOLD, J. G. 2001 Automatic calibration of a distributed catchment model. *Journal of Hydrology*, Vol. 251 pp. 103-109.
- FABER, B. A.; STEDINGER, J. R. 2001 Reservoir optimization using sampling SDP with ensemble streamflow prediction (ESP) forecasts. *Journal of Hydrology* Vol. 249 pp. 113-133.
- FACKEL, P. 1997 *Regionalisierung von Parametern des Wasserhaushaltsmodells LARSIM*. Diplomarbeit. Institut für Hydrologie. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, Juli.
- FRANCHINI, M.; GALEATI, G.; BERRA, S. 1998 Global optimization techniques for the calibration of conceptual rainfall runoff models. *Hydrological Sciences Journal* Vol. 43 No. 3 pp. 443-458.
- GALVÃO, C. O. 1999 *Aplicabilidade em recursos hídricos da previsão de precipitação de longo prazo no nordeste do Brasil*. Tese de Doutorado. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. UFRGS. Porto Alegre. 151 p..
- GOLDBERG, D. 1989 *Genetic Algorithms in Search, Optimization and Machine Learning* Addison-Wesley, 412 pp.
- GOLDING, B. W. 2000 Quantitative precipitation forecasting in the UK *Journal of Hydrology* Vol. 239 pp. 286-305.
- GOTTSCHALK, L.; MOTOVILOV, Y. 2000 Macro-scale hydrological modelling – a scandinavian experience. *International Symposium on: 'Can science and society save the water crisis in the 21st century – Reports from the World'* Japan Society of Hydrology and Water Resources. Tokyo. pp. 38-45.
- GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S.; YAPO, P. O. 1998 Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information. *Water Resources Research*, Vol. 34 No. 4 pp. 751-763.
- HAMLET, A. F.; LETTENMAIER, D. P. 1999 Columbia river streamflow forecasting based on ENSO and PDO climate signals. *ASCE Journal of Water Resources Planning and Management*, Vol. 125 No. 6 pp. 333-341.
- HOLLINGSWORTH, A. 2003 "Improvements in the skill of numerical weather prediction with global models," *Bulletin World Meteorological Organization*, volume 52, nº1, pag 33-39.
- IBBITT, R. P.; HENDERSON, R. D.; COPELAND, J.; WRATT, D. S. 2000 Simulating mountain runoff with meso-scale weather model rainfall estimates: a New Zealand experience *Journal of Hydrology* Vol. 239 pp. 19-32.
- KITE, G. W. 1995 *The SLURP model*. In: Singh, V. J. (editor) *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch. 1130 p.
- KITE, G. W.; KOUWEN, N. 1992 Watershed modelling using land classifications. *Water Resources Research* Vol. 28 No. 12. P.3193-3200, December.
- KLEMES, V. 1986 Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal* V. 31 No. 1 pp. 13-24.
- LETTENMAIER, D. P. 2000 *Macroscale Land Surface Hydrology modelling at the University of Washington*
<http://www.ce.washington.edu/~lettenma/mlsh m.html>.
- LIANG, X.; LETTENMAIER, D. P.; WOOD, E. F.; BURGESS, S. J. 1994 A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. D7, pp. 14415-14428.
- LOHMANN, D.; RASCHKE, E; NIJSSEN, B.; LETTENMAIER, D. P. 1998a Regional scale hydrology: I. Formulation of the VIC-2L model coupled to

- a routing model. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 43 No. 1; pp. 131-141.
- MADSEN, H. 2000 Automatic calibration of a conceptual rainfall – runoff model using multiple objectives. *Journal of Hydrology* Vol 235 pp. 276-288.
- MADSEN, H. 2003 Parameter estimation in distributed hydrological catchment modeling using automatic calibration with multiple objectives. *Advances in Water Resources* Vol 26 pp. 205-216.
- MAO, Q.; MUELLER, S. F.; JUANG, H-M H. 2000 Quantitative precipitation forecasting for the Tennessee and Cumberland river watersheds using NCEP Regional Spectral Model. *Weather and Forecasting* Vol. 15 pp. 29-45.
- McBRIDE, J. L.; EBERT, E. E. 2000 Verification of quantitative precipitation forecasts from operational numerical weather prediction models over Australia. *Weather and Forecasting* Vol. 15 pp. 103-121.
- MOORE, R. J.; CLARKE, R. T. 1981 A distribution function approach to rainfall-runoff modelling. *Water Resources Research* Vol. 17 No. 5 pp. 1367-1382.
- NIJSSEN, B; LETTENMAIER, D. P.; LIANG, X.; WETZEL, S. W.; WOOD, E. F. 1997 Streamflow simulation for continental-scale river basins. *Water Resources Research*, Vol. 33 No. 4 pp. 711-724, April.
- PAIVA, C. M.; FRANÇA, G. B.; Liu, W. T. H.; ROTUNO FILHO, O. C. 2001 Determinação da evapotranspiração in situ pelo método de radiação – razão de Bowen para calibração do modelo SEBAL de obtenção de fluxos à superfície terrestre. *Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. ABRH Aracaju.
- PIMENTEL DA SILVA, L.; EWEN, J. 2000 Modelagem hidrológica de grandes bacias hidrográficas: a necessidade de novas metodologias. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Vol. 5 No. 4. pp. 81-92.
- ROSSATO, L.; ALVALÁ, R. C. S.; TOMASELLA, J. 1998 Distribuição geográfica da capacidade de armazenamento de água e das propriedades físicas do solo no Brasil. *X Congresso brasileiro de meteorologia*. Brasília - DF.
- SAUSEN, R.; SCHUBERT, S.; DÜMENIL, L. 1994 A model of river runoff for use in coupled atmosphere - ocean models. *Journal of Hydrology* Vol. 155 pp. 337-352.
- SHUTTLEWORTH, W. J. 1991 The role of hydrology in global science. In: Kienitz, G; Milly, P. C. D.; Van Genuchten, M. Th.; Rosbjerg, D.; Shuttleworth, W. J. (editors) *Hydrological interactions between atmosphere, soil and vegetation*. IAHS Publication No. 204, pp. 361-375.
- SOROOSHIAN, S.; GUPTA, H. V.; BASTIDAS, L. A. 1998 *Calibration of hydrologic models using multi-objectives and visualization techniques*. Final Report EAR 9418147. Dep. Hydrology and Water Resources, University of Arizona 78p
- TODINI, E. 1996 The ARNO rainfall – runoff model. *Journal of Hydrology*, Vol. 175 pp. 293-338.
- TUCCI, C. E. M. 1998 *Modelos hidrológicos*. ABRH Editora da UFRGS. Porto Alegre. 669 p.
- UVO, C. B.; GRAHAN, N. E. 1998 Seasonal runoff forecast for northern South America: A statistical model. *Water Resources Research*, Vol. 34 No. 12, pp. 3515-3524.
- WAGENER, T.; BOYLE, D. P.; LEES, M. J.; WHEATER, H. S.; GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S. 2001 A framework for development and application of hydrological models *Hydrology and Earth System Sciences* Vol. 5 No. 1 pp. 13-26.
- WANG, Q. J. 1991 The genetic algorithm and its applications to calibrating conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, Vol. 27 No. 9, pp. 2467-2471.
- WIGMOSTA, M. S.; VAIL, L. W.; LETTENMAIER, D. P. 1994 A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research* Vol 30 No. 6 pp. 1665-1679.
- WOOD, A.W., MAURER, E.P., KUNAR, A. and D.P. LETTENMAIER, 2002 Long Range Experimental Hydrologic Forecasting for the Eastern U.S. *Journal of Geophysical Research* (no prelo).
- YAPO, P. O.; GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S. 1998 Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology*, Vol. 204 pp. 83-97.
- YATES, D. N.; WARNER, T.T.; LEAVESLEY, G. H. 2000 Prediction of a flash flood in complex terrain. Part II: A comparison of flood discharge simulations using rainfall input from radar, a dynamic model, and an automated algorithmic system. *Journal of Applied Meteorology* Vol. 39 No. 6 pp. 815-825.
- YU, Z.; LAKHTAKIA, M. N.; YARNAL, B.; WHITE, R. A.; MILLER, D. A.; FRAKES, B.; BARRON, E.

- J.; DUFFY, C.; SCHWARTZ, F. W. 1999 Simulating the river basin response to atmospheric forcing by linking a mesoscale meteorological model and hydrological model system. *Journal of Hydrology*, Vol. 218 pp. 72-91.
- ZHAO, R. J.; ZUANG, Y. L.; FANG, L. R.; LIU, X. R.; ZHANG, Q. S. 1980 The Xinanjiang model. *Hydrological forecasting*. IAHS Publication No. 129. pp.351-356.

Seasonal flow forecasting in the Uruguay river basin 1: Calibration and verification of the distributed hydrological model

ABSTRACT

Streamflow forecasting can be short term or long term. Short term forecasts are usually made with a lead time of a few hours or days. Long term forecasts involve the prediction of hydrological variables with a lead time of several months, and may be called seasonal forecasts. Until recently, seasonal forecasts were generally based on statistical analysis of hydrological time series. New improvements of numerical weather and climate prediction models increased the potential use of combined hydrological and climatic models to forecast streamflow. In a two-paper series, we present the results of the integrated use of hydrologic and climatic models to forecast streamflow in the Uruguay river basin. In this first paper, the calibration phase of the large basin hydrological model (MGB) is presented. In the next paper, we present the forecasting and analysis of the results. The model calibration presented here has been performed in two phases: (a) parameter values of another application of the same model in a neighbouring basin have been used; and (b) the parameter values have been estimated using a multi-objective calibration technique based on a genetic algorithm. The first phase allowed the analysis of the robustness of the hydrological model when used to extrapolate results outside the basin for which it has been calibrated. The second phase allowed the analysis of the model comparing its results in a group of gauging stations. The calibration has been verified in several river gauging stations with good results, both in terms of hydrographs and flow duration curves.

Key-words: seasonal flow, distributed hydrological model.